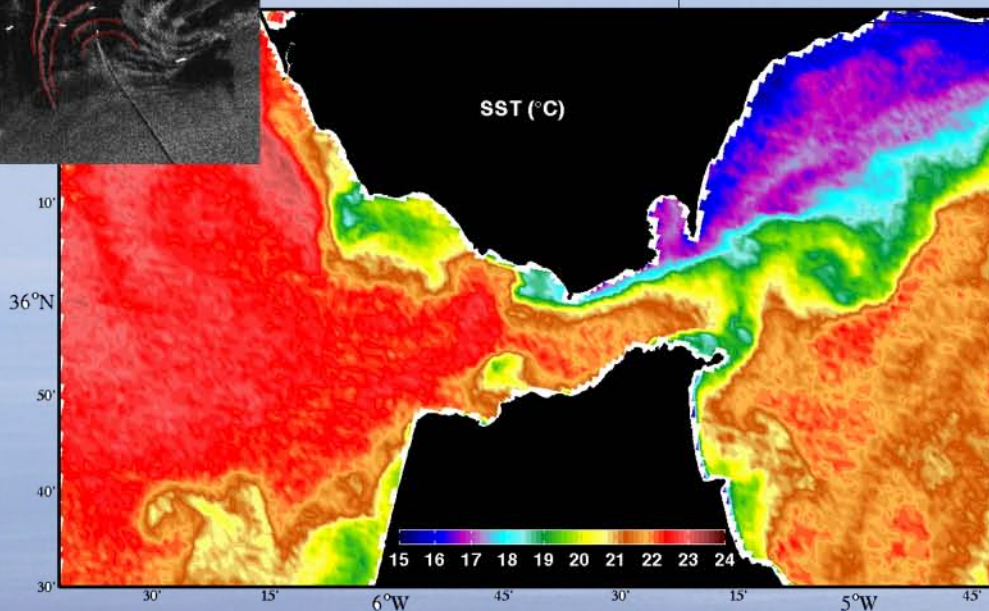
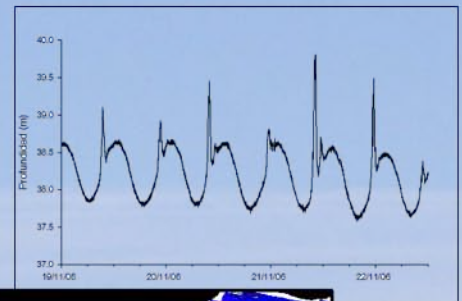


Tesis Doctoral

Análisis y Modelado de los Procesos Físicos en los Bordos Costeros del Estrecho de Gibraltar



Jamal Chioua
Cádiz, 2015



Universidad de Cádiz

Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales

Departamento de Física Aplicada

Tesis Doctoral

**Análisis y modelado de los procesos físicos en
los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar**

**Analysis and modeling of physical processes in
Coastal Margins of the Strait of Gibraltar**

Jamal Chioua

Cádiz, Noviembre de 2015

Análisis y modelado de los procesos físicos en los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar

Memoria presentada por Jamal Chioua para optar al Grado de Doctor por la Universidad de Cádiz

Fdo.: Jamal Chioua

D. MIGUEL BRUNO MEJÍAS, Profesor Titular del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, y D. RAFAEL MAÑANES SALINAS, Profesor Titular del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz,

HACEN CONSTAR:

Que esta memoria titulada “ANÁLISIS Y MODELADO DE LOS PROCESOS FÍSICOS EN LOS BORDES COSTEROS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR”, presentada por D. Jamal Chioua, ha sido realizada bajo su dirección y autorizan su presentación y defensa para optar al grado de Doctor por la Universidad de Cádiz.

Para que así conste a los efectos oportunos, firmamos la presente en Puerto Real (Cádiz) a 17 de Noviembre de 2015.

Fdo.: Dr. D. Miguel Bruno Mejías

Fdo.: Dr. D. Rafael Mañanes Salinas

A mis padres, la llave de todo

*The Oceans are the principal reservoir for the storage of CO₂, of heat and
of ignorance*

Walter Munk

*Why do our ideas about ocean circulation have such a peculiarly dream-
like quality?*

Henry Stommel

وَهَلْ لِي مِنْ رُكُوبِ الْبَحْرِ نَاجٍ	أَلَا هَلْ لِلْهُمُومِ مِنْ إِنْفِرَاجٍ
بِنا فِي مُظْلِمِ الْغَمَرَاتِ سَاجِي	أَكُلُّ عَيْشَةٍ زَوْرَاءَ تَهْوِي
نِعَاجٌ يَرْتَمِينَ إِلَى نِعَاجٍ	كَأَنَّ قَوَازِفَ التِّيَّارِ فِيهَا
عَلَى تَبِيجٍ مِنَ الْمِلْحِ الْأُجَاجِ	يَشْقُ الْمَاءُ كُلَّهَا مَلْحًا

عمرو بن بَرَّاقَة الهمداني

﴿أَوْ كَظُلُمَاتٍ فِي بَحْرٍ لُجِّيٍّ يَغْشَاهُ مَوْجٌ مِنْ فَوْقِهِ مَوْجٌ مِنْ فَوْقِهِ سَحَابٌ ظُلُمَاتٌ بَعْضُهَا فَوْقَ بَعْضٍ إِذَا أَخْرَجَ يَدَهُ لَمْ يَكْذِبْ رَأَاهَا وَمَنْ لَمْ يَجْعَلِ اللَّهُ لَهُ نُورًا فَمَا لَهُ مِنْ نُورٍ﴾
القرآن الكريم، سورة النور: 40

ÍNDICE GENERAL

Lista de Figuras.....	V
Lista de Tablas.....	XV
Prólogo.....	XVII
Resumen.....	XIX
Abstract.....	XXI
Estructura de la tesis.....	XXIII

Capítulo 1. Introducción.....	1
1. Introducción.....	1
2. Marco geográfico.....	2
3. Marco oceanográfico.....	4
4. Antecedentes de investigación.....	10
4.1 Estrecho de Gibraltar.....	11
4.2 Bahía de Algeciras.....	13
5. Objetivos.....	16

Capítulo 2. Series de datos y técnicas de análisis	19
1. Introducción.....	19
2. Campañas oceanográficas.....	21
2.1 Campaña “García del Cid 2004” (Octubre–Noviembre 2004).....	21
2.2 Campaña “Trafalgar 2006” (Abril 2006).....	23
• Fondeos.....	23
• Transectos ADCP.....	24
• Lanzamientos de XBT.....	25
2.3 Campaña “Algeciras 2006” (Noviembre–Diciembre 2006).....	25
• Transectos ADCP.....	25
• Perfiles CTD.....	27
• Fondeos.....	32
2.4 Campaña “Gibraltar 08” (Septiembre–Octubre 2008).....	33
• Fondeos.....	34
• Transectos ADCP.....	35
• Experimento con Rodamina.....	36
• Medida de temperatura superficial con sensor aerotransportado.....	37
3. Medidas de corrientes superficiales del sistema de radares costeros del Estrecho de Gibraltar.....	38
4. Imágenes de satélite.....	41

4.1	Imágenes del sensor AVHRR.....	41
4.2	Imágenes de los sensores MODIS y VIIRS.....	42
5.	Modelos numéricos.....	44
5.1	Modelo atmosférico MM5.....	44
5.2	Modelo hidrodinámico UCA2.5D.....	47
5.3	Modelo hidrodinámico UCA3D.....	50
6.	Técnicas de análisis.....	51
6.1	Análisis armónico.....	51
6.2	Funciones empíricas ortogonales.....	52
6.3	Descomposición en modos dinámicos.....	55

Capítulo 3. The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar.....

		59
1.	Introduction.....	59
2.	Applied methodology and data in use.....	61
2.1	High resolution SST images acquired by the air-borne AHS scanner.....	62
2.2	Measurements onboard the vessel.....	63
2.3	Current velocity measurements from moored instruments.....	64
2.4	Numerical model experiments.....	65
3.	Results.....	66
3.1	Air-borne acquired SST images.....	66
3.2	Measurements made onboard the vessel.....	69
3.3	Small-scale circulation patterns over the coastal margin: numerical modelling experiments.....	74
4.	Discussion.....	78
4.1	Interfacial mixing, upwelled waters at the coastal margins and upper-layer divergences and convergences in the central zone of the strait.....	78
4.2	Small-scale circulation patterns on the coastal margin.....	81
5.	Concluding remarks.....	83

Capítulo 4. Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras.....

		87
1.	Introduction.....	87
2.	Observations of tidal and shorter period dynamics within the Bay of Algeciras.....	88
2.1	Basic tidal dynamics.....	89
2.2	Shorter-than-tidal period oscillations.....	94
3.	Origin of the short-period oscillations in salinity records: large-amplitude internal waves coming from the Camarinal Sill.....	98

4. Mixing phenomena induced by the internal tide strain and the arrival of the internal waves.....	103
4.1 Role of the internal tide strain in the weakening of density stratification...	104
4.2 Gradient Richardson number computations.....	108
4.3 Energy considerations in respect of the density step formation.....	112
5. Conclusions.....	118

Capítulo 5. Dynamics of the water exchange between Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar: A study based on HF coastal radar..... 121

1. Introduction.....	121
2. Data used and analysis methodology.....	122
2.1 Data obtained during the 2006 cruise in the Bay of Algeciras.....	123
2.2 Surface current velocities data recorded by HF coastal radars.....	123
2.3 Numerical hydrodynamic simulations.....	123
2.4 Atmospheric variables.....	124
2.5 Satellite images.....	126
2.6 Empirical orthogonal function analysis.....	126
3. Results.....	126
3.1 The dramatic change of salinity and temperature in the upper layer of the bay during November and December 2006.....	126
3.2 EOF results and patterns of variability of the surface currents at the mouth of the bay.....	129
3.3 Numerical simulation of wind-driven circulation in Algeciras Bay.....	131
4. Discussion.....	133
5. Conclusions.....	139

Conclusiones..... 143

1. Conclusiones principales.....	143
2. Futuras líneas de investigación.....	145

Referencias.... 147

Agradecimientos

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1. Introducción general.....	1
Figura 1.1 Morfología y batimetría en 3D del Estrecho de Gibraltar (izquierda) y Bahía de Algeciras (derecha).....	3
Figura 1.2 Distribución de los parámetros característicos de la Interfase Atlántico-Mediterránea en el Estrecho de Gibraltar. (a) profundidad, (b) salinidad, (c) espesor y (d) temperatura de la interfase (Bray et al., 1995).....	7
Figura 1.3 Fotografía aérea tomada el 02/06/2004 mostrando la propagación de las ondas internas generadas en el Estrecho de Gibraltar hacia el interior de la Bahía de Algeciras (http://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/4000/4585/ISS009-E-09952_54_lrg.jpg).....	9
Figura 1.4 Régimen de corriente en la bahía de Algeciras inferido a partir de la morfología del fondo (De Buen, 1924).....	10
 Capítulo 2. Series de datos y técnicas de análisis.....	 19
Figura 2.1 Localización de los tránsitos realizados por el B/O García del Cid durante los días 3/11/2004 (trazo azul), día 5/11/2004 (trazo naranja), día 10/11/2004 (trazo gris) y día 11/11/2004 (trazo negro).	21
Figura 2.2 Localización de los transectos realizados por el B/H Malaspina, de las líneas de fondeo y las posiciones donde se lanzaron XBT.....	23
Figura 2.3 Detalle del perfilador ADCP Sontek utilizado para realizar los transectos (izquierda) y la estructura de fijación a un costado del buque.....	24
Figura 2.4 Tareas realizadas durante la campaña “Algeciras 2006”. (a) Transecto ADCP y perfiles CTD en 3 estaciones a lo largo de la boca de la bahía. Los transectos ADCP se realizaron los días 13/11/2006 y 02/12/2006, mientras que los perfiles CTD se realizaron los días 14/11/2006 y 03/12/2006. (b) Transecto ADCP en el eje del canal y perfiles CTD en los dos extremos del transecto, llevados a cabo los días 15/11/2006 y 04/12/2006. (c) Transecto ADCP en la zona del talud y perfiles CTD en los dos extremos del transecto, llevados a cabo los días 12-13/11/2006 y 06-07/12/2006. (d) Malla de 18 estaciones CTD cubriendo toda la bahía y la zona de contacto con el Estrecho de Gibraltar, realizada los días 16/11/2006 y 05/12/2006 (en la primera fase sólo se realizaron 10 estaciones debido al mal tiempo). (e) Fondeos de correntímetros y CTD: (1) perfilador ADCP AWAC a 21m de profundidad, (2) perfilador ADCP RDI 75 kHz a 10 m sobre el fondo en el punto más profundo de la boca (520 m)(este perfilador no se pudo recuperar), (3) línea de 2 correntímetros Aanderaa RCM7 a profundidades de 20 y 180 m sobre	

una línea batimétrica de 210 m, (4) línea de 3 CTD SAIV a profundidades de 40, 100 y 180 m sobre una línea batimétrica de 210 m, (5) perfilador Aanderaa RD600 a 16m de profundidad.....	26
Figura 2.5 Batimetría del Estrecho de Gibraltar (m) (izquierda) y localización de los fondeos de perfiladores de corriente realizados en la campaña “Gibraltar 08”.....	34
Figura 2.6 Perfiladores de corriente fondeados en la campaña “Gibraltar 08”. (a) Nortek AWAC fondeado en el Bajo de Los Cabezos, (b) Nortek Aquaprobe fondeado en Tánger.....	35
Figura 2.7 (a) Recorrido completo del B/O Sarmiento de Gamboa en las fases Camarinal 1 y 2. R es el punto de vertido de la Rodamina. (b) Transectos seleccionados para ambas fases, numerados al comienzo de éstos.....	35
Figura 2.8 Localización de las diferentes pasadas sobre la zona de estudio realizadas el vuelo 1 (a) y vuelo 2 (b) de la fase Camarinal 1.....	38
Figura 2.9 Espectro de dispersión resultante de la reflexión en el oleaje del haz de alta frecuencia con una corriente subyacente y en ausencia de ella (Modificado de Barrick et al., 1986).....	40
Figura 2.10 Malla original de los datos de corriente superficial para el periodo abril-mayo de 2012. Únicamente los nodos de color verde se han tenido en cuenta en los análisis correspondientes.....	41
Figura 2.11 Recepción y tratamiento de imágenes de temperatura superficial del sensor AVHRR en tiempo real. (a) Antena de recepción DARTCOM ubicada en la azotea del edificio del Centro Andaluz de Ciencia y Tecnología Marinas (Cacytmar), (b) detalle del software Dartcom iDAP para captura y tratamiento de las imágenes.....	42
Figura 2.12 Tratamiento de los datos del sensor MODIS con el software SEADAS.....	44
Figura 2.13 Diagrama de flujo entre los diferentes módulos del modelo MM5 (Grell et al., 1994)	45
Figura 2.14 Dominios anidados para la implementación del modelo MM5 a alta resolución en el Estrecho de Gibraltar (Reyes, 2015).....	46
Figura 2.15 Malla del modelo UCA2.5D (Izquierdo et al., 2001).....	48
Figura 2.16 Profundidad de la interfase a lo largo del eje longitudinal del Estrecho de Gibraltar en la condición inicial (a) y en el estado estacionario resultante (b) del experimento “lock-exchange” (Reyes, 2015).....	49
Figura 2.17 Detalle de la malla de cálculo y la batimetría empleada en el modelo UCA3D, con una resolución espacial de 500×500 m en la región del estrecho de Gibraltar (González, 2014).....	51

Capítulo 3. The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar..... 59

Figure 3.1 (a) Map of the studied zone showing the main topographic features of the Strait of Gibraltar. Also indicated are the transects (T1, T3 and T4) along which continuous measurements of temperature, salinity and rhodamine concentration at sea surface and VM ADCP profiles were obtained on board the R/V “Sarmiento de Gamboa”. Also shown is the transect TGC performed on board the R/V “García del Cid” in October 2004. The arrows parallel with the transects indicate the navigation direction of the vessel. The positions of the current meter moorings (C1 and C2) are also indicated. (b) Shown on this map are the passes of the INTA aircraft performed in morning (black lines) and evening (dashed cyan lines) flights on September 17th 2008, to acquire SST images with the AHS scanner..... 59

Figure 3.2 On the upper right corner, SST image acquired by the AHS scanner ported in the aircraft CASA 212 during the flight performed almost at the start of the westward phase of the tidal current (from 8:36 to 9:20 GMT) on September 17th 2008. Superimposed on the image (red segment) are the transects of the vessel closest to the time of the flight, T3 and T4. On the left of the SST image is shown the barotropic tidal current prediction over Camarinal Sill with indication of the flight duration (thicker part of the curve) and the duration of the transects T3 and T4 (vertical dashed lines). Below are shown, from top to bottom: the vertical section of current velocity for the transects T3 and T4 and the continuous records of sea surface temperature and salinity taken along the transects..... 67

Figure 3.3 On the upper right corner, SST image acquired by the AHS scanner ported in the aircraft CASA 212 during the flight performed at the time of maximum westward tidal current (from 13:13 to 13:57 h) on September 17th 2008. Superimposed on the image (red segment) are the transect of the vessel closest to the time of the flight, T1. On the left of the image is shown the barotropic tidal current prediction over Camarinal Sill with indication of the flight duration (thicker part of the curve) and the duration of transect T1 (vertical dashed lines). Below are shown, from top to bottom, the vertical section of current velocity for the transect T1 and the continuous records of sea surface temperature and salinity obtained along the transect..... 68

Figure 3.4 Salinity and temperature profiles (lower graphs) obtained at the positions C1 (grey) and C2 (black) indicated in Figure 3.1. The upper graph shows the observed current velocity (m/s) at 65 m depth over the Camarinal Sill (eastward component in black and northward component in grey). The

vertical dashed lines on the upper graph indicate the times when each profile was obtained.....	70
Figure 3.5 VM-ADCP current velocity at 12.5 m depth, measured along four transects (T1–T4) on board the RV ‘García del Cid’ during October 2004. Top left: the position of the transects. Top right: the current velocity prediction at 45 m depth over the Camarinal Sill. The vertical dashed lines indicate the time extent of the transects.....	71
Figure 3.6 Rhodamine concentration (ppb) in the surface waters during the different sampling legs. The black arrow marks the direction of navigation of the vessel when following the sampling path shown in Figure 3.1 and (x) indicates the release point. Insets show the tidal current prediction at 45 m depth over the Camarinal Sill during each of the sampling legs.....	72
Figure 3.7 Time series of current velocity (m/s). Eastward/northward component in black/grey. Thick lines: predictions at 12 m depth at the coastal margin near Punta Paloma, at the position M1 (see Figure 3.1). Predictions are based on the harmonic constants of Table 3.4. Thin lines: measurements taken in the northern part of the Camarinal Sill at 65 m depth, at the position M2 (see Figure 3.1).....	73
Figure 3.8 Velocity fields in the upper layer, simulated by the numerical model at four points in time in the westward phase of the tidal current. Upper graph shows the current velocity prediction (eastward component) (m/s) over the Camarinal Sill on 09/17/2008, indicating with the vertical dashed lines the four times when the current velocity maps were obtained.....	75
Figure 3.9 Bathymetry of the coastal margin between Punta Camarinal and Punta Tarifa, with indication of the Los Cabezos bank.....	76
Figure 3.10 Results of the Lagrangian experiments performed with the numerical model. (a) The simultaneous paths described by two virtual particles released, one at the coastal margin and the other just inside the main channel. The end point of the paths is when the particle in the central channel reaches the eastern extremity of the Strait. (b) The path of the particle released at the coastal margin during a period of several days, after the particle released in the central channel has left the Strait. (c) The tidal current prediction (eastward component) at 45 m depth over Camarinal Sill, throughout the whole period of the experiment.....	77
Figure 3.11 SST images acquired from NOAA satellites at two different time points during the tidal current cycle. The upper image shows the eastward component of the tidal current velocity (m/s) at 45 m depth over the Camarinal Sill.....	79

Figure 3.12 Upper graph: vertical section of the current velocity (eastward component) (m/s) across the internal wave fronts formed at the Camarinal Sill, obtained along the transect T3 (see Figure 3.1). Lower graph: vertical section of echo intensity measured by the VM-ADCP.....	80
Figure 3.13 Satellite image of sea surface chlorophyll concentration (mg/m ³) obtained from the MODIS satellite. The image illustrates the nuclei of higher chlorophyll concentration entering the Alboran Sea from the Strait of Gibraltar.....	82
Figure 3.14 SST image obtained from the MODIS satellite during the eastward phase of the tidal current, showing several pools of colder water along the coastal margin.....	82
Figure 3.15 Illustration of the mechanism proposed to explain the formation of the nuclei of high concentration of suspended particulate matter (i.e. chlorophyll). During the westward phase of tidal current, (A1) the interface depth around Camarinal Sill rise up to shallower depths producing upwelling of AMI waters over the coastal margin, (A2) large-amplitude internal waves are generated around Camarinal Sill and stay arrested there inducing divergence of water transport in the upper layer east to the first internal wave crest and convergence toward west in the transition between crest and trough (from east to west) and (A3) the divergence zones induce an across-strait transport of water masses from the coast toward the center of the Strait; a considerable part of the particulate matter immersed in these waters are accumulated in the internal-wave induced convergence zones. Blue arrows indicate current velocity and the arrow's length indicate their relative intensity. During the eastward phase of tidal current, (B1) AMI deepens and part of the upwelled water during the westward phase of tidal current is retained on the coastal border, (B2) internal waves are released and particulate matter previously accumulated in the convergence zones is advected within the eastward current toward the Alboran Sea and (B3) part of the upwelled waters are retained on the coastal margins by the cyclonic eddy formed to the east of Tarifa, this nutrient enriched water makes possible phytoplankton growth on the coastal margin. Dotted traight lines in (A3) and (B3) indicate the location of the vertical sections shown in (A1) and (A2) and in (B1) and (B2) respectively.....	85

Capítulo 4. Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras.....	87
---	-----------

- Figure 4.1 Map of the studied region indicating the location of the Strait of Gibraltar, the Alboran Sea, the Atlantic jet, and the Bay of Algeciras. Within the Bay of Algeciras, the sites of the measurement stations are shown. Point A is the location of the moored CTD, point B is the location of the onboard measurements (CTD casts and VM-ADCP profiles), and point C is the location of the bottom pressure sensor, moored at 21 m depth..... 87
- Figure 4.2 Observations during the neap tide stage. (a) On the left, time series for one day, recorded on November 15th 2006, from top to bottom; surface tide in the Bay; High pass filtered salinity at 40 m depth; and original salinity at the depths of 40 m (grey line) and 100 m (black line). Vertical lines indicate the start time when the ADCP and CTD profiles were obtained. Shown on the right, are the profiles of density and South–North velocity obtained at the times indicated by the vertical lines on the time series. (b) Upper, vertical section of the internal wave signal in the South–North component of the current velocity; lower, the echo intensity profiles recorded by ADCP. Velocities are expressed in cm s^{-1} . Black arrows on the high pass filtered salinity series and adjacent times indicate the moments when the internal wave (depression wave) was detected at station B (left arrow) and at station A (right arrow).....90
- Figure 4.3 Observations similar to those of Figure 4.2, for the spring tide stage, on December 4th 2006. Notice that, due to a shallower pycnocline for the spring tide stage, the time series of high pass filtered salinity at 40 m depth has been chosen instead of 100 m. Black arrows on the high pass filtered salinity series and adjacent times indicate the moments when the internal wave (elevation wave) was detected at station B (left arrow) and at station A (right arrow).....91
- Figure 4.4 On the left, satellite images of SST ($^{\circ}\text{C}$) and on the right, chlorophyll concentration (mg/m^3). At the top, 5 days before the beginning of stage 1. In the middle, 1 day before the beginning of stage 1. At the bottom, at the end of stage 2.....93
- Figure 4.5 Time series of salinity and temperature recorded at the CTD mooring at station A. At 40 m depth (black lines) and at 100 m depth (grey lines). Low pass filtered signals, with a cut-off period of 33 h, are superimposed.....94
- Figure 4.6 Results from the EOF analysis performed on the current velocity profiles recorded by VM-ADCP at station B, in order to isolate the internal wave signal in the south–north component of the current. (a) Results for the neap tide stage. On the left, the distribution by depth of the spatial coefficients of the first empirical mode; and on the right, the fraction of variance explained

by the first mode at each depth level; (b) The same as a) for the spring tide stage.....	96
Figure 4.7 Observational evidence of the refracted fronts of eastward-propagating internal waves and those entering the Bay of Algeciras. (a) Photograph taken from the NASA International Space Station. (b) ASAR image from the ENVISAT satellite. (c) Photograph taken from a commercial aircraft. Together with each image, one day of predicted barotropic tidal current over the Camarinal Sill is presented. The dashed vertical lines indicate the predicted time for the release of internal waves from the Camarinal Sill (R) and the time when the corresponding image was taken (I), respectively.....	99
Figure 4.8 Time series during the neap tide stage. (a) Sea level atmospheric pressure over the Alboran Sea, simulated with the MM5 (fifth generation mesoscale model) atmospheric model. (b) Barotropic tidal current prediction over the Camarinal Sill (see Figure 4.1). (c) High pass filtered salinity series. Vertical grey lines indicate the predicted time for the release of internal waves from the Camarinal Sill (upper) and the arrival of the internal waves at station A (lower). The symbol ? indicates that the velocity of the predicted maximum westward tidal current over Camarinal Sill did not reach 1 m s^{-1}	101
Figure 4.9 The same as Figure 4.8, but for the spring tide stage.....	102
Figure 4.10 Results from fitting the observed density profiles, during the neap tide stage, to Equation (4). (a) The time-averaged density profile used to compute the vertical modes of the density perturbations; (b) The three first vertical modes $\Gamma_n(z)$; (c) Density profiles synthesized using the coefficients $\gamma_n(t)$ of Equation (4) for each cast (grey line) superimposed on the observed density profiles (black line), dashed line curve is the time-averaged density profile; d) Synthesized profiles of $N_2(z)$ (grey line) superimposed on the observed profiles (black line).....	106
Figure 4.11 The same as Figure 4.10, but for the spring tide stage.....	107
Figure 4.12 (a) Vertical section of the gradient Richardson number for the neap tide stage. From left to right: For tidal current velocity profile and for the total current velocity field (tidal plus internal wave). In addition, on the right is shown the density profile, original in black and smoothed in grey. (b) Current velocity profiles corresponding to the positions P1 and P2 indicated in Figure 4.12a. Tidal current profile (black line), internal wave-induced current profile (dashed line), and total current profile (grey line). Profiles correspond to cast C1 shown in Figure 4.2.....	110

Figure 4.13 The same as Figure 4.12, but for the spring tide stage. Profiles correspond to cast C1 shown in Figure 4.3.....	111
Figure 4.14 An illustration of the vertical mixing process resulting in a density step formation triggered by a Kelvin-Helmholtz instability.....	113
Figure 4.15 Density and ADCP profiles in which density steps were present. (a) Cast C1 of stage 1. (b) Cast C2 of stage 2. Grey dashed horizontal lines demarcate the density steps to which reference is made in the text.....	117

Capítulo 5. Dynamics of the water exchange between Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar: A study based on HF coastal radar..... 121

Figure 5.1 Maps of the studied region, showing the mesh of the points where time series have been obtained of surface currents measured by the HF radar antennas located in Punta Carnero and Ceuta. Also shown are the locations of the measurement stations. Black dots represent the points for which the surface current time series used in the EOF analysis have been obtained. Point A is the location of an ADCP with bottom pressure sensor moored on the sea bottom at 21 m depth. Point B is the location of moored single-point current meter at 20 m depth. C indicates the point chosen to obtain current velocities in the Atlantic Jet by HF radar. Point D is the location of a weather station used to compare with MM5 model data. E indicates the point chosen to obtain wind data from MM5 model. P1, P2, P3, P4 are locations where EOF modes are evaluated in order to determine the relevant modes explaining the exchange dynamics of the upper layer waters in the mouth of the Bay. The star symbols indicates the mesh of CTD stations and the dashed line in the bay mouth, the transept along which the VM ADCP measurements were performed.....	122
Figure 5.2 Comparison of observed (grey lines) and MM5-10 km (black lines) hourly horizontal components of wind velocity at 10 m, at point D (showed in figure 1) for November and December 2006.....	125
Figure 5.3 Salinity and Temperature at the sea surface recorded by the thermosalinograph on board the RV 'Mytilus' during the two Algeciras Bay survey legs in November and December 2006.....	127
Figure 5.4 TS diagrams corresponding to CTD profiles for the two legs of the Algeciras Bay survey in November and December 2006, showing that a notable change of physical properties happened during the time between the two legs.....	128
Figure 5.5 Vertical sections of northward component of the velocity recorded by the VM ADCP for the two legs of the survey.....	129

Figure 5.6 Spatial coefficients of the three most important EOFs explaining the variance of the currents in the mouth of the Bay of Algeciras.....	131
Figure 5.7 Numerical simulation of wind-driven circulation in Algeciras Bay. Are plotted the time-integrated (during one M2 cycle) surface (left) and vertically-integrated in the Atlantic layer (right) current fields under the effect of steady wind of 10 ms ⁻¹ in different scenarios: no wind (A), easterlies (B), westerlies (C), northerlies (D) and southerlies (E).....	132
Figure 5.8 (a) SLP over the western Mediterranean provided by NCAR/NCEP at a point in the Western Mediterranean (43.25°N, 8.75°E). (b) time series of the MM5 zonal component of wind velocity at 10 m, at point E (see location in map of figure 1). (c) time series of the subinertial zonal component of the surface current velocity measured by the HF-radar at the point C (see location in map of figure 1). (d) time series of the current velocity due to EOF mode 2 at three points across the Bay mouth (P3 black, P2 blue and P1 red). Positive (negative) values indicate velocities inward (outward) the Bay.....	134
Figure 5.9 Images of chlorophyll from the MODIS sensor (Aqua satellite) and superposition of the surface current field measured by the HF-radar system. Upper images: at a time when the Atlantic Jet is weak; and lower images: at a time when the Atlantic Jet is intensified.....	136
Figure 5.10 Upper: time series of zonal component of wind velocity (blue colour) at point P4 superimposed on the northward component of current velocity explained by EOF mode 3 at point P2 (see map of Figure 5.1). Lower: the subinertial surface current field measured by the HF-radars at the time indicated by the vertical arrow shown in the upper graph.....	137
Figure 5.11 Wind rose showing the dominant wind direction simulated by MM5 model in the Northwestern Alboran Sea area during April–May 2012.....	137
Figure 5.12 Time series of meridional component of wind velocity (blue colour) at point P4 and the northward component of current velocity explained by EOF mode 6 at point P3 (see map of Figure 5.1).....	138
Figure 5.13 Subinertial time series obtained during the Algeciras Bay survey in November–December 2006. (a) SLP in Liguria provided by NCEP at the point 43.25°N, 8.75°E; (b) Wind velocity components simulated by the MM5 model at point P4 (see map of Figure 5.1); (c) Sea level height recorded at Punta Carnero (point A in Figure 5.1) by a pressure sensor; (d) Northward component of current velocity at 7 m depth at Punta Carnero (solid line) and near Gibraltar (point B in Figure 5.1) at 20 m depth (dotted line).....	140
Figure 5.14 Wind roses showing the dominant wind direction simulated by MM5 model near the mouth of Algeciras Bay during two periods: (a), 12 th –26 th November 2006, (b), 27 th –30 th November 2006.....	141

LISTA DE TABLAS

Capítulo 2. Series de datos y técnicas de análisis	19
Tabla 2.1 Información sobre los transectos analizados en la campaña “García del Cid 2004” el día 11/11/2004. La denominación de cada transecto incluye el día de noviembre de 2004 en el que fue realizado y las horas de inicio y final.....	22
Tabla 2.2 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 14/11/2006 en la boca de la bahía.....	27
Tabla 2.3 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 03/12/2006 en la boca de la bahía.....	28
Tabla 2.4 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 15/11/2006 en el eje del canal.....	28
Tabla 2.5 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 04/12/2006 en el eje del canal.....	29
Tabla 2.6 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 12-13/11/2006 en la zona del talud.....	29
Tabla 2.7 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 06-07/12/2006 en la zona del talud.....	30
Tabla 2.8 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 16/11/2006 en la malla	30
Tabla 2.9 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 05/12/2006 en la malla	31
Tabla 2.10 Información sobre los fondeos realizados en la campaña “Gibraltar 08”.....	34
Tabla 2.11 Información sobre los transectos analizados durante la fase Camarinal 1 el día 17/09/2008. La denominación de cada transecto incluye el día en cuestión y el número del transecto.....	36
Tabla 2.12 Información sobre los transectos analizados durante la fase Camarinal 2 el día 20/09/2008. La denominación de cada transecto incluye el día en cuestión y el número del transecto.....	36
Tabla 2.13 Información técnica sobre el escáner hiperspectral portado en el avión CASA 212-200 N/S 270.....	37
Tabla 2.14 Información sobre el vuelo 1, realizado el 17/09/2008 durante la fase Camarinal 1.....	37
Tabla 2.15 Información sobre el vuelo 2, realizado el 17/09/2008 durante la fase Camarinal 1.....	38
 Capítulo 3. The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar	 59

Table 3.1 Information about the flight 1 (Panel a) and flight 2 (Panel b) carried out to acquire the SST images with the airborne AHS scanner on September 17th 2008.....	63
Table 3.2 Information about the measurement transects performed onboard the RV “Sarmiento de Gamboa” on September 17th 2008.....	64
Table 3.3 Information about the currentmeters line and current meter profiler moored in the survey.....	65
Table 3.4 Harmonic constant of the predominant current velocity at 12 m depth recorded by currentmeter profiler moored in the location M1 (see map of Figure 3.1)	65
Table 3.5 Harmonic constant of the predominant current velocity at 60 m depth recorded by a single-point currentmeter moored in the location M2 (see map of Figure 3.1).....	76
 Capítulo 4. Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras.....	
Table 4.1 Times of starting and finishing the CTD casts performed at station B. The time of finishing ADCP measurements at the stations is indicated in parenthesis.....	92
Table 4.2 Estimates of the vertical shear of the velocity needed to form the density steps (S1, S2 and S3) indicated in Figure 4.15 using Equation (8).....	116
 Capítulo 5. Dynamics of the water exchange between Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar: A study based on HF coastal radar.....	
Table 5.1 Correlation coefficients between the series of the northward component of velocity synthesized with different EOF modes, and the observed series, at three points across the mouth of Algeciras Bay (point locations are shown in map of Figure 5.1).....	130
Table 5.2 Net volume transport, surface and vertically integrated in the Atlantic layer, associated with different wind directions used in numerical simulations in Algeciras bay. Negative values indicate net flow outward the bay.....	133

PRÓLOGO

Dijo el célebre geógrafo y cartógrafo Abu Abd Allah Muhammad al-Idrisi (1100-1166), conocido como Ash-Sharif al-Idrisi, en su libro *Nuzhat al-Mushtaq fi Ikhtirâq al-Âfâq* (Paseo del Añorante para Atravesar los Horizontes) publicado en 1154 en Sicilia, describiendo el nacimiento del Estrecho de Gibraltar:

“El Mediterráneo, según cuentan, era una vez un estanque cerrado, como es el caso actual del Mar de Tabaristan (Mar Caspio), cuya agua no se comunicaba con las aguas de otros mares, de modo que los habitantes del Maghreb Occidental invadían al pueblo de Al-Andalus, ocasionándoles todo tipo de daños. Estos últimos resistían y combatían con todas sus fuerzas hasta que llegaron los tiempos de Alejandro. Este visitó el pueblo de Al-Andalus y le informaron de que estaban en guerra con el pueblo de Souss. Alejandro hizo llamar a mineros e ingenieros y se dirigió al “Ziqaq” (camino estrecho) donde el terreno era seco, y les ordenó que midieran el nivel del terreno y compararlo con el nivel del agua de los dos mares. Los ingenieros encontraron que el nivel del Mar Grande (Atlántico) era ligeramente más alto que aquel del Mediterráneo, por lo que elevaron los terrenos situados sobre el litoral mediterráneo y los transportaron de abajo hacia arriba, después ordenó Alejandro que se cave un canal entre Tánger y Al-Andalus. La excavación continuó hasta que se alcanzaron las montañas profundas del terreno, sobre las cuales se construyó un camino de piedras y cal. El camino tenía una longitud de 12 millas, que era la distancia que separaba los dos mares. Enfrente se construyó otro camino, contiguo a Tánger, de modo que los dos caminos estaban separados únicamente por una distancia de 9 millas.

Una vez terminados los dos caminos se cavó por el lado del Mar Grande, haciendo que el agua fluya con toda su fuerza entre los dos caminos y entrara en el Mediterráneo. Como resultado, se desbordaron las aguas de este último provocando la destrucción de muchas ciudades asentadas sobre ambas orillas, y la inundación de ambos caminos elevándose el agua hasta 11 brazas.

El camino contiguo a Al-Andalus se puede ver nítidamente cuando las aguas son claras, en la zona llamada Assafiha (Placa o Plataforma), extendiéndose en línea recta... Lo hemos visto con nuestros propios ojos y corrimos sobre él a lo largo del “Ziqaq”. Los habitantes de las dos islas (Algeciras y Tarifa) lo llaman Al-Kantara (el Puente) y su punto medio está a la altura de la posición de la Roca de Ayl (Roca del Ciervo) en el mar. En cuanto al otro camino que construyó Alejandro en el lado de Tánger, el agua se lo llevó y excavó los terrenos que estaban detrás hasta llegar a las montañas a los dos lados.

La longitud de este pasadizo llamado “Ziqaq” (Estrecho) es de 12 millas. En su extremo oriental está situada la ciudad llamada Isla Verde (Algeciras) y en su extremo occidental está situada la ciudad llamada Tarif (Tarifa), enfrente de la cual se sitúa, en la otra orilla, el Puerto de Al-Kasr (Puerto del Castillo) atribuido a Masmouda, mientras que enfrente de la Isla Verde se encuentra la ciudad de Sabta (Ceuta). La anchura del mar entre Sabta y la Isla Verde es de 18 millas mientras que la anchura entre la Isla de Tarif (Tarifa) y el Castillo de Masmouda es de 12 millas. Este mar, cada día y noche, se vacía dos veces y se llena dos veces permanentemente, ese es el decreto del Poderoso, el Sabio”¹.



Mapamundi hecho sobre una placa de plata por Al-Idrisi para el rey Roger II de Sicilia en 1154. (Imagen tomada de ms.wikipedia.org)

¹ Traducción propia a partir de la obra original:

نزهة المشتاق في اختراق الآفاق, مكتبة الثقافة الدينية, القاهرة (2002). المجلد الأول, ص 526-527

RESUMEN

El presente trabajo de investigación aborda el estudio de los procesos submesoescalares en los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar, focalizando sobre tres aspectos principales;

Se han analizado los procesos submesoescalares de transporte en el Estrecho de Gibraltar, resaltando la zona del Umbral de Camarinal, y prestando especial atención a los procesos de transporte transversal, las convergencias y divergencias que tienen lugar en la zona central del estrecho, y los patrones de circulación a pequeña escala a lo largo de la costa norte. Este análisis se realizó basándose en imágenes de temperatura superficial de alta resolución (7m) adquiridas mediante un sensor hiperspectral aerotransportado, complementadas con un experimento de suelta de trazador (rodamina), medidas continuas de termosalinógrafo, perfiles de corriente ADCP/VMADCP, y simulaciones con modelos numéricos.

Las dinámicas de periodos mareales y de corto periodo en la Bahía de Algeciras han sido analizadas basándonos en datos de perfiles CTD y de corriente VMADCP registrados durante una campaña oceanográfica realizada en la Bahía de Algeciras en dos fases; la primera coincide con condiciones de mareas muertas y la segunda en condiciones de maras vivas. Las estructuras “en escalera” presentes en los perfiles de densidad indicaban una notable actividad de mezcla en la vertical.

Finalmente, se estudiaron los procesos de intercambio de masas de agua entre la Bahía de Algeciras y el Estrecho de Gibraltar a escala subinercial. Durante la campaña oceanográfica se observó que las propiedades físicas de la capa superficial dentro de la bahía sufrían un cambio drástico en aproximadamente dos semanas. Se ha estudiado el mecanismo responsable de activar los procesos de intercambio de masas de agua entre los dos dominios con la ayuda de los datos de corriente superficial adquiridas recientemente a partir del sistema de radares costeros de alta frecuencia desplegados en el lado oriental del estrecho, complementados con imágenes de temperatura superficial y clorofila adquiridas por el sensor MODIS.

El análisis indica que el acoplamiento entre los procesos de afloramiento inducidos por la marea interna y la generación de ondas internas de gran amplitud, y los vórtices ciclónicos formados en el margen costero, podría ser el mecanismo que explique los frecuentes máximos de clorofila observados en el margen costero de la zona de estudio. Además, como consecuencia de los patrones de circulación a pequeña escala inducidos por las ondas internas, el material en suspensión es desplazado desde el margen costero hacia la zona central del estrecho, para luego ser transportado hacia el Mar de Alborán, contribuyendo parcialmente al aumento de su productividad primaria.

Estas ondas internas generadas en la zona del Umbral de Camarinal tienen un efecto remoto sobre los procesos de mezcla en la vertical dentro de la Bahía de Algeciras debido a su interacción con la dinámica de la marea interna local. La presencia de ambos procesos es necesaria para producir una mezcla vertical efectiva en la zona de la pycnoclina.

Con respecto a las dinámicas de intercambio entre la Bahía de Algeciras y el Estrecho de Gibraltar a escala subinercial, la aplicación de una descomposición en FEO al campo de corriente superficial en la zona de contacto indica que el modo más importante está relacionado con las fluctuaciones del Chorro Atlántico en la zona central del estrecho, principalmente debido a las fluctuaciones de la presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental. Los otros dos modos más relevantes están relacionados con las corrientes costeras inducidas por el forzamiento del viento zonal en la zona noroccidental del estrecho y del Mar de Alborán, y con el transporte de masas de agua provocado por los vientos que soplan dentro de la bahía con una significativa componente norte.

Palabras clave:

Estrecho de Gibraltar, Bahía de Algeciras, ondas internas, corriente mareal, procesos submesoescalares, productividad primaria, mezcla vertical, flujos subinerciales.

ABSTRACT

This research work makes an incremental step in understanding the role of the sub-mesoscale processes in the coastal margins of the Strait of Gibraltar, emphasizing three important aspects;

The sub-mesoscale transport processes in the Strait of Gibraltar have been analysed focusing on the Camarinal Sill region, and paying particular attention to the across-strait transport processes, the divergences and convergences in the central zone, and the small-scale circulation patterns along the northern coastal margin. The analysis is based on high-resolution (7 m) SST images acquired by an air-borne hyper-spectral scanner, and has been complemented with a rhodamine-release experiment, continuous thermo-salinograph records, acoustic Doppler current (ADCP) profiles from both moorings and vessel-mounted experiments, and numerical modelling.

Subsequently, the tidal and shorter-period dynamics in the Bay of Algeciras were analyzed. The analysis is based on CTD and VMADCP profiles obtained during an oceanographic survey carried out in the Bay of Algeciras in two different periods; one during neap tide conditions and the other during spring tide. One of the most interesting findings was the step-like patterns presented by density profiles within the Bay, which were indicative of notable vertical mixing activity.

Finally, the water mass exchanges between the Bay of Algeciras and the Strait of Gibraltar were analyzed at subinertial scale. During the oceanographic survey, it was found that physical properties of the upper layer within the Bay suffered a substantial change in only two weeks. The mechanism triggering this exchange process is investigated with the aid of recently acquired data on surface currents obtained using a system of HF coastal radars deployed in the eastern side of the Strait and remotely sensed images of sea surface temperature and chlorophyll from the MODIS sensor.

It is deduced from the analysis that the coupling between the upwelling processes, induced by the internal tide and the generation of large-amplitude internal waves, and the cyclonic eddies formed on the coastal margin, seems to

be the mechanism that explains the chlorophyll maxima frequently found on the coastal margin of the studied area. Further, as a consequence of the small-scale patterns of circulation induced by the internal waves, the suspended substances are displaced from the coastal margins toward the central zones and later are transported toward the Alboran Sea, where they must contribute, in part, to the primary productivity there.

These large-amplitude internal waves generated in the Camarinal Sill region have a remote influence on the vertical mixing processes in the Bay of Algeciras due to its interaction with local internal tide dynamics. The presence of both processes is necessary to produce an effective vertical mixing in the pycnocline region.

Regarding the exchange dynamics between the Bay of Algeciras and the Strait of Gibraltar at subinertial scale, application of EOF decomposition to the surface currents in the contact area indicates that the most important mode is related to the fluctuations of the Atlantic Jet in the central zone of the Strait, mainly due to the atmospheric pressure fluctuations in the Western Mediterranean Sea. The other two most important modes are related to the coastal currents induced by zonal wind forcing on the north-western coast of the Strait and Alboran Sea, and to water transports induced by winds blowing with a significant north component into and out of the Bay.

Keywords:

Strait of Gibraltar, Algeciras Bay, internal waves, tidal current, sub-mesoscale processes, primary productivity, vertical mixing, subinertial flows.

ESTRUCTURA DE LA TESIS

Este trabajo de Tesis Doctoral se estructura de la siguiente forma:

El contexto del trabajo se establece en el Capítulo 1, en el que, junto a la revisión de los antecedentes más relevantes y el Estado del Arte tanto en el Estrecho de Gibraltar como en la Bahía de Algeciras, se especifican los objetivos de la investigación.

Una descripción exhaustiva de los datos analizados en el curso del presente trabajo se realiza en el Capítulo 2. Estos datos se clasifican según su fuente en, datos observados *in situ*, datos adquiridos a distancia y datos que provienen de simulaciones con modelos numéricos. Al final de este capítulo, se hace una breve descripción de las técnicas utilizadas para el tratamiento y análisis de dichos datos.

El Capítulo 3 está dedicado al estudio de los procesos submesoescalares de transporte en el Estrecho de Gibraltar. Los resultados abordan el acoplamiento entre los procesos de afloramiento en el canal debido a la marea interna, las zonas de convergencias y divergencias generadas por la propagación de las ondas internas y los procesos de transporte a pequeña escala a nivel del borde costero norte del Estrecho de Gibraltar.

El análisis de la influencia de las ondas internas de gran amplitud generadas en el Estrecho de Gibraltar sobre los procesos de mezcla en la vertical dentro de la Bahía de Algeciras se presenta en el Capítulo 4. En él se analiza el efecto individual y conjunto de estas ondas y de la marea interna en la eficacia de los procesos de mezcla en la vertical.

En el Capítulo 5 se abordan los flujos subinerciales de intercambio entre la Bahía de Algeciras y el Estrecho de Gibraltar. En él se analiza la importancia tanto de dinámicas locales como de perturbaciones provenientes del exterior.

A continuación, se exponen las principales conclusiones obtenidas y las líneas de trabajo para desarrollar en el futuro.

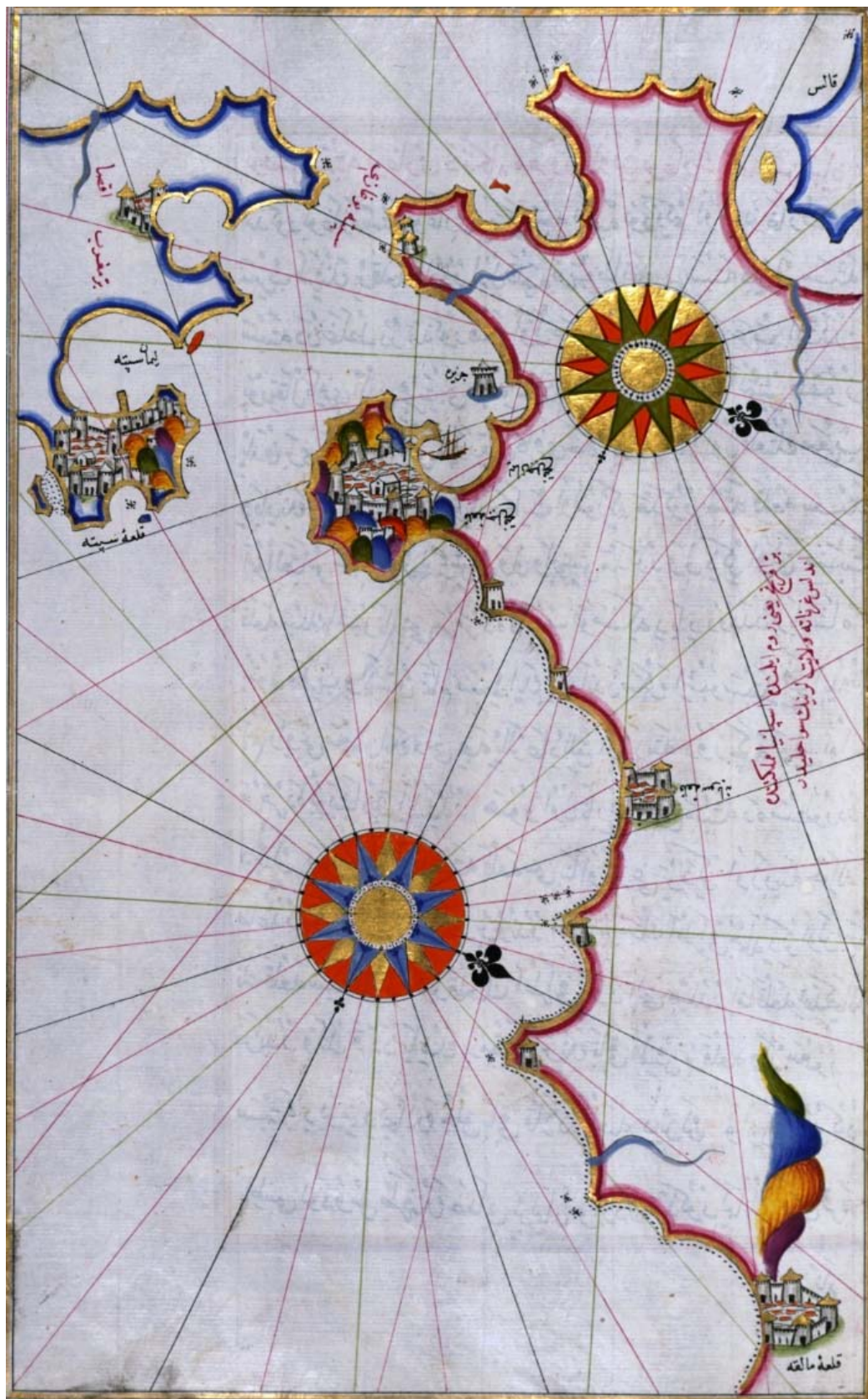
Finalmente, se incluye un listado de las referencias bibliográficas que corresponden a las publicaciones citadas en el texto, ordenadas alfabéticamente por el apellido del primer autor.

Los capítulos 3, 4 y 5 fueron estructurados en forma de artículos con vistas a su publicación en revistas científicas.

El Capítulo 3 está basado en un trabajo publicado en 2013 en la revista *Progress in Oceanography* bajo el título “*The importance of submesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar*” (Bruno et al., 2013).

El capítulo 4 también es un trabajo publicado en 2013 en la revista *Estuarine, Coastal and Shelf Science* bajo el título “*Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras*” (Chioua et al., 2013).

Finalmente, el trabajo presentado en el capítulo 5, a su vez, fue enviado recientemente a la revista *Estuarine, Coastal and Shelf Science* y está a la espera de ser aceptado.



Mapa del Estrecho de Gibraltar con las Ciudades de Gibraltar y Ceuta

Piri Reis, 1526

(commons.wikimedia.org)

Capítulo 1



Introducción



1. Introducción

La presente tesis se desarrolló en el seno del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, y se enmarca dentro de una de las principales líneas de investigación del Grupo de Oceanografía Física, encaminada hacia el estudio de los procesos hidrodinámicos en el Estrecho de Gibraltar y Bahía de Algeciras, y sus mutuas interacciones, tanto a escalas de marea, con los procesos inducidos directa o indirectamente por el potencial generador de marea, como a escala subinercial, bajo la influencia del forzamiento atmosférico tanto a escala local, concretamente debido al viento, como regional, como puede ser la fluctuación de la presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental. Se hace especial hincapié en el efecto remoto que puedan tener los procesos generados a nivel del estrecho sobre la evolución y distribución de los parámetros oceanográficos en dominios contiguos, como son la Bahía de Algeciras y el Mar de Alborán.

Debido a su posición estratégica como salida del mar Mediterráneo a los océanos y punto de paso entre dos continentes, el Estrecho de Gibraltar ha sido escenario de numerosos intercambios entre ambas orillas desde la prehistoria, y ha sido de gran importancia para todas las sociedades costeras que han habitado sus inmediaciones a lo largo de la historia. En la época actual, esto se pone de manifiesto en el intenso tráfico marítimo que transita por sus aguas, principalmente de transporte de mercancías y derivados del petróleo.

Desde el punto de vista de los recursos naturales, cabe destacar que el Estrecho de Gibraltar es un paso obligatorio para muchas especies marinas migratorias como el atún rojo, lo que explica el desarrollo, desde tiempo inmemorial, de pesquerías dirigidas a la captura de túnidos y especies afines.

Por otro lado, la comarca del Campo de Gibraltar es una de las zonas más industrializadas de la provincia de Cádiz y en ella se sitúa uno de los tejidos productivos más importantes de la Comunidad Autónoma Andaluza. Esta comarca presenta una de las problemáticas ambientales más complejas de toda la Comunidad Autónoma. La existencia de una industria generadora de un notable volumen de actividad, la integración de importantes núcleos de población en torno a las fuentes de actividades económicas, la importancia a nivel mundial del Puerto Bahía de Algeciras, la estratégica situación geográfica de puente entre continentes y océanos, unida a un

entorno natural que conserva numerosos valores ambientales de carácter único, son sólo algunos de los factores que motivan que las relaciones entre el desarrollo económico del Campo de Gibraltar y la preservación del medio ambiente sean complejas.

El crecimiento demográfico, la industria, el tráfico marítimo, la pesca y la acuicultura son algunas de las principales fuerzas que están ejerciendo una alta presión sobre el medio acuático que se manifiesta en los vertidos de aguas residuales e industriales (depurados y sin depurar), incidencias ambientales relacionadas con el tráfico de barcos (vertidos desde buques), aportación de grandes cargas contaminantes procedentes de la acuicultura y agricultura y la erosión antrópica debido a la creación de infraestructuras portuarias e industriales y por la construcción de presas en los dos ríos que alimentan la Bahía: Río Palmones y Río Guadarranque. Pero a pesar de estos problemas, existen grandes lagunas en el conocimiento de la zona, sobre todo en lo que a hidrología e hidrodinámica del medio marino se refiere.

En la orilla sur, el desarrollo de la infraestructura portuaria con la puesta en marcha de un puerto de alto rendimiento como el puerto Tanger Med en las escarpadas orillas tangerinas, supone otra fuente de presión sobre el medio acuático que se manifiesta en el relleno de grandes bahías y la extensión de estos terraplenes en el mar. Estas estructuras podrían provocar alteraciones significativas en las características morfo-sedimentarias de las playas del estrecho. Además, la región de Tánger se posiciona como un nuevo polo de crecimiento económico gracias al programa de desarrollo Tanger-Métropole.

2. Marco geográfico

El Estrecho de Gibraltar es la única conexión entre el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico. Se extiende desde el cabo de Trafalgar en su extremo occidental hasta punta Almina en su término oriental (Figura 1.1), sobre una longitud de 60 km. Su eje principal guarda un ángulo de 15°, en sentido anti-horario, con respecto a la dirección Este-Oeste. La anchura varía de 44 km en el extremo occidental a 23 km en el extremo oriental pasando por el Estrechamiento de Tarifa (Figura 1.1) donde desciende hasta los 14 km. La apertura hacia el Océano Atlántico es gradual, mientras

que la abertura al Mar de Alborán es brusca, aumentando la sección transversal rápidamente.

La topografía presenta una sucesión de cabos, ensenadas y bahías (Figura 1.1) con fuertes gradientes longitudinales y latitudinales, que interactúan con el sistema de corrientes para crear patrones hidrodinámicos variables y muy complejos.

La profundidad a lo largo de su eje principal aumenta generalmente hacia el Mediterráneo, desde unos 500 m en la zona de conexión con el océano Atlántico hasta superar los 1000 m en las zonas más profundas que lo conectan al mar de Alborán. Este incremento hacia el este no es continuo, sino se interrumpe bruscamente en dos zonas; el Umbral de Espartel, en la zona de conexión con el océano Atlántico donde la profundidad mínima es del orden de 300 m, y la zona del Umbral de Camarinal, donde la profundidad mínima es del orden de 150 m. Estas dos zonas constituyen puntos de control sobre los procesos de intercambio de masas de agua entre las dos cuencas.

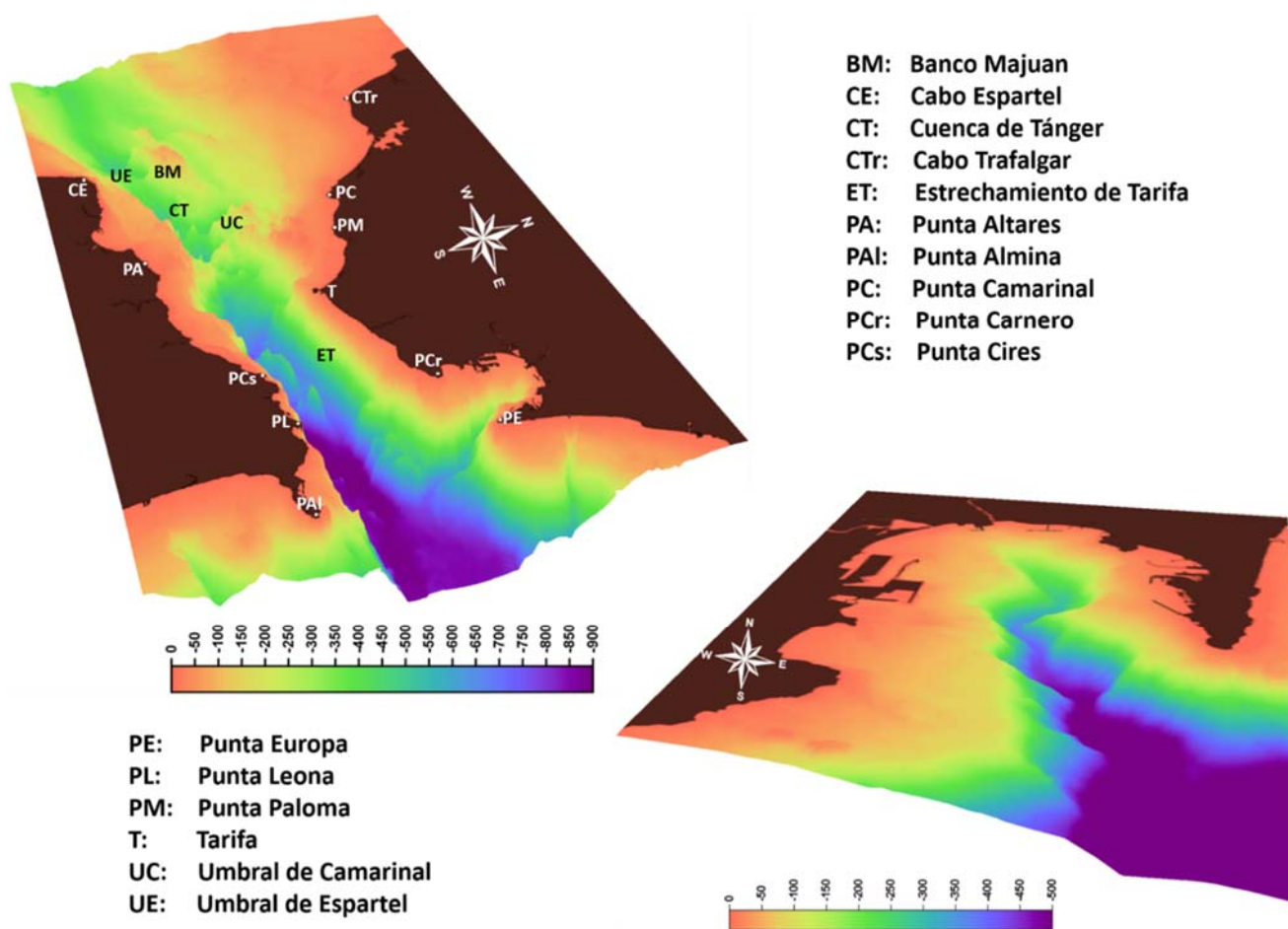


Figura 1.1 Morfología y batimetría en 3D del Estrecho de Gibraltar (izquierda) y Bahía de Algeciras (derecha).

El Umbral de Camarinal define la sección más ancha y menos profunda del Estrecho de Gibraltar. Al este de esta sección, el flujo entrante experimenta una aceleración, alcanzando valores de velocidad por encima de 1.5 m.s⁻¹ (García-Lafuente et al., 2000). Sin embargo, la velocidad del flujo saliente experimenta una disminución debido al incremento del área que atraviesa, pues en esta zona el aumento de la profundidad es notable.

El Banco de Majuan divide el flujo saliente en dos canales. El más importante discurre hacia el sur por el Umbral de Espartel, mientras que el otro se dirige hacia el norte en un canal donde la profundidad mínima es del orden de 250 m.

Entre ambos umbrales se ubica la Cuenca de Tánger, con una profundidad máxima de 600 m, constituyendo una restringida acumulación de aguas con significativa importancia en la dinámica mareal de la región.

Ubicada en el extremo oriental del Estrecho de Gibraltar se encuentra la Bahía de Algeciras. Su ubicación va a ser determinante a la hora de entender la hidrología y la dinámica imperantes en la misma. La forma casi parabólica de la bahía hace que la boca, de una anchura de 8 km aproximadamente, sea su única conexión con el Estrecho de Gibraltar. La característica morfo-batimétrica más relevante desde el punto de vista hidrodinámico, es su gran profundidad, alcanzando su máximo en la boca con 530 m de profundidad. Estas grandes profundidades son debidas a la existencia de un cañón submarino que discurre por el centro de la Bahía y que guarda un ángulo de 19°, en sentido anti-horario, con respecto a la dirección Norte-Sur.

3. Marco oceanográfico

El Estrecho de Gibraltar es la zona de conexión entre dos cuencas con aguas de diferentes características. El intercambio entre dichas cuencas está inducido por un balance hidrológico negativo debido a las pérdidas de volumen de agua por la evaporación neta que tiene lugar en el Mediterráneo. Dichas pérdidas se suplen con la entrada de agua atlántica, menos salina, en superficie. Para alcanzar el equilibrio, un flujo saliente de aguas mediterráneas, mas salinas, tiene lugar en la zona profunda (Farmer and Armi, 1986), estableciéndose, de éste modo, un sistema bicapa de corrientes opuestas.

A escala anual, se puede considerar que ambos flujos, saliente y entrante, son casi constantes, cuya magnitud fue estimada tanto a través de medidas directas (Bryden et al., 1994, García-Lafuente et al., 2000, Tsimplis and Bryden, 2000) como ayudándose de modelos numéricos (Sein et al., 1998, Hopkins, 1999, Sannino et al., 2002), considerándose dependiente de las condiciones climáticas sobre el área mediterránea y de las características geográficas del Estrecho (García-Lafuente and Criado, 2001).

La circulación a través del Estrecho de Gibraltar se da con la presencia simultánea de al menos 3 masas de agua; Agua Atlántica Superficial (SAW) en la capa superior, Agua Central Noratlántica (NACW) en las capas intermedias, y el Agua Mediterránea Saliente (MOW) que ocupa las capas profundas. Las dos primeras masas de agua constituyen el Chorro Atlántico, que es el flujo principal de entrada de agua atlántica dentro de la cuenca mediterránea. La proporción relativa de cada masa de agua depende de factores como la altura de marea (Gascard and Richez, 1985) y la posición a lo largo del eje principal del estrecho (Bray et al., 1995) y varía en función de la marea (Macías et al., 2006) y del régimen de viento (Gómez et al., 2004).

EL flujo a través del Estrecho de Gibraltar tiene al menos 4 componentes principales actuando en diferentes escalas temporales (Lacombe and Richez, 1982, Candela, 1991):

- Flujo baroclino de largo periodo: es un flujo inducido por los gradientes de presión interna debido a la diferencia de densidad entre las aguas atlánticas y mediterráneas, con magnitudes cerca de 0.5 m.s⁻¹ (Bryden et al., 1994).
- Flujo barotrópico subinercial: es un flujo inducido por las fluctuaciones de la presión atmosférica sobre el Mediterráneo, con magnitudes del orden de 0.4 m.s⁻¹ (Candela et al., 1989).
- Flujo Mareal: es un flujo principalmente barotrópico, con magnitudes mayores a 2.5 m.s⁻¹ (Candela et al., 1990).
- Flujo submareal: es un flujo asociado a las ondas internas de gran amplitud, resultado de la interacción del flujo mareal con la estratificación vertical y con la topografía del fondo (Bruno et al., 2002, Vázquez et al., 2006).

Generalmente, las corrientes de largo periodo sirven para compensar el balance hídrico negativo, estableciendo el sistema bicapa de corrientes opuestas, donde el flujo en la capa superior está inducido por diferencias de nivel en superficie entre los dos extremos del estrecho, estimado en 15 cm aproximadamente (García-Lafuente, 2008), mientras que el flujo en la capa profunda está generado principalmente por la diferencia de densidad de las aguas de las dos cuencas. Estas corrientes presentan una clara variabilidad estacional relacionada con la formación del Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW) en el golfo de Lyon (García-Lafuente, 2008), afectando las características del flujo saliente, siendo este ligeramente mayor y de menor temperatura a final de primavera. En cambio, el flujo entrante es mayor al final del verano debido a un mayor contraste de densidades a causa del calentamiento estacional.

Estas oscilaciones de largo periodo también afectan al Chorro Atlántico, que presenta oscilaciones de periodos estacionales, dándose los flujos máximos durante los meses de verano-otoño (Soto-Navarro et al., 2010). Estas variaciones también controlan los procesos hidrodinámicos que tienen lugar en el Mar de Alborán (Renault et al., 2012).

La separación entre los flujos entrante y saliente se efectúa generalmente con la ayuda de la salinidad, utilizando generalmente el valor 37.5 para determinar la posición de la interfase en la vertical. Su profundidad es del orden de 200-250 m en la zona del Cabo Espartel y del orden de 100 m en el extremo oriental. Su espesor es mayor en los extremos y en el eje del estrecho (100 m) y decae hacia el centro y en el estrechamiento de Tarifa (60 m) (Figura 1.2). Al basculamiento longitudinal se le añade otro transversal, consecuencia de la rotación de la Tierra, y que provoca que la profundidad de la interfase sea mayor en la parte sur. Este hecho también se pone de manifiesto a nivel de la temperatura característica de la interfase que tiene un marcado gradiente transversal decreciente hacia el sur, mientras que la salinidad va aumentando progresivamente hacia el Mediterráneo (Bray et al., 1995).

A escala subinercial, la variación de la presión atmosférica sobre el Mediterráneo genera fluctuaciones en el nivel del mar en la parte occidental, que a su vez induce variaciones en la intensidad de las corrientes a través del estrecho (Candela et al., 1989, García-Lafuente et al., 2002). Los flujos subinerciales guardan un desfase

de 180° respecto a las variaciones de la presión atmosférica, con periodos que varían entre 3 y 80 días. Una parte de estos flujos es de carácter baroclino, propagándose en sentidos opuestos en las dos capas y creando variaciones en el perfil vertical de corrientes. La amplitud de esta parte baroclina es dependiente de la amplitud de marea (su máximo/mínimo coincide con mareas muertas/vivas).

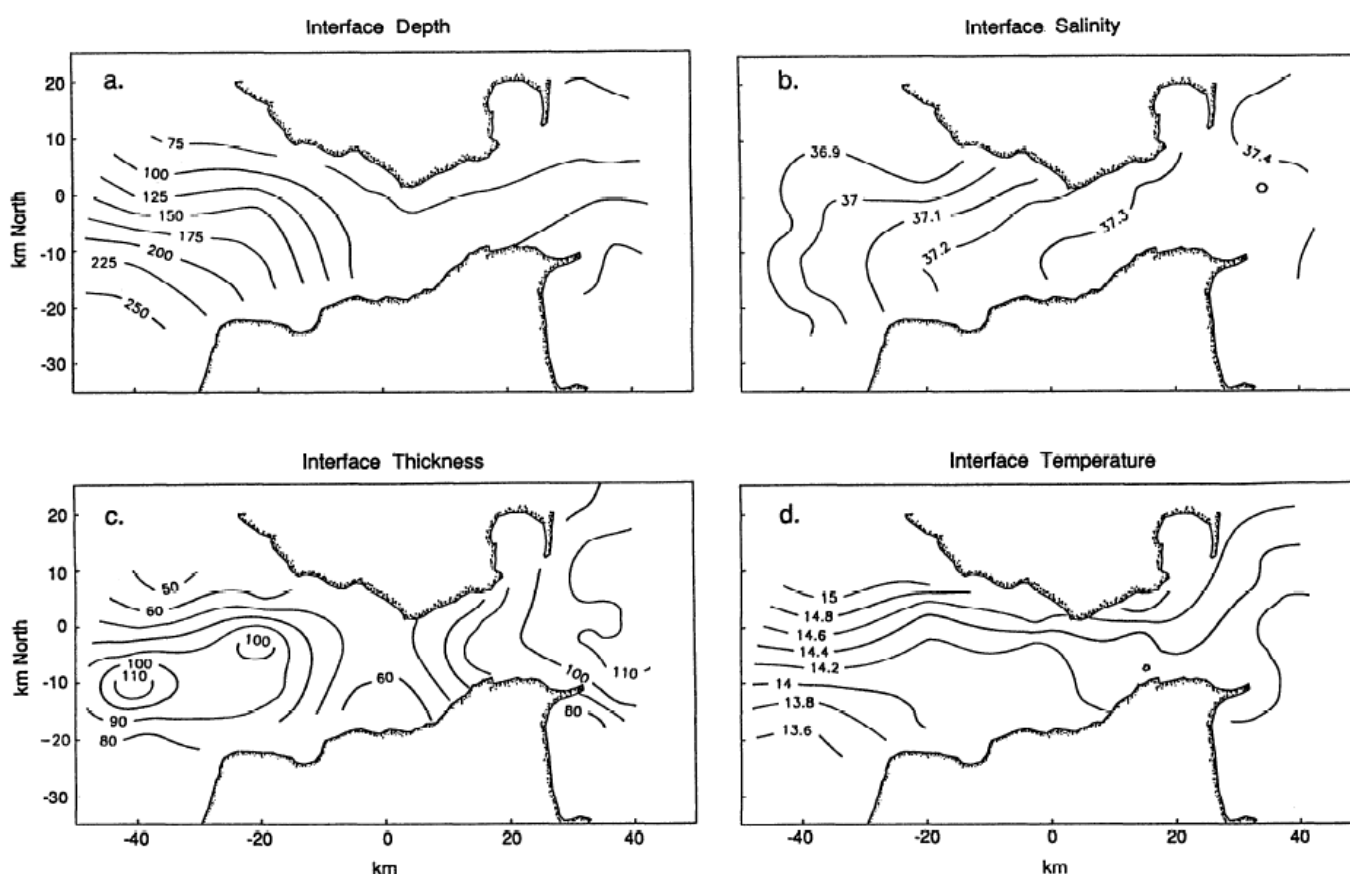


Figura 1.2 Distribución de los parámetros característicos de la Interfase Atlántico-Mediterránea en el Estrecho de Gibraltar. (a) profundidad, (b) salinidad, (c) espesor y (d) temperatura de la interfase (Bray et al., 1995).

A escala mareal, los flujos se componen de una parte barotrópica, resultado del gradiente horizontal de presión, de carácter dominante semi-diurno, y una parte baroclina inducida principalmente por el gradiente horizontal de densidad.

En la zona del Umbral de Camarinal, debido al cambio brusco de la topografía del fondo, estas masas de agua se ven obligadas bruscamente a variar su posición en la vertical. Este cambio brusco en la posición vertical de la interfase atlántico-mediterránea genera un fenómeno ondulatorio que incrementa la mezcla vertical a

través de la interfase (Wesson and Gregg, 1994), gracias a la turbulencia generada por el salto hidráulico, e inyecta aguas profundas en la capa superficial. Esta perturbación genera ondas internas de gran amplitud a nivel del Umbral de Camarinal.

Una vez formadas, las ondas internas quedan atrapadas a sotavento del Umbral de Camarinal, puesto que en esa fase, tienen lugar las condiciones críticas o supercríticas, al ser la celeridad de las ondas inferior a la intensidad de la corriente promediada verticalmente que fluye en sentido opuesto. Durante el tiempo de retención, las ondas internas sufren un aumento en su amplitud. El desplazamiento de estas ondas hacia el Mediterráneo comienza al alcanzarse las condiciones subcríticas sobre el Umbral de Camarinal, que suele coincidir con el comienzo de la fase entrante de las corrientes barotrópicas hacia el Mediterráneo. Teniendo en cuenta únicamente la corriente barotrópica, la generación de las ondas internas de gran amplitud requiere de una corriente saliente del orden de 1 m.s^{-1} , mientras que su liberación requiere que la velocidad de esta corriente sea inferior a 0.5 m.s^{-1} (Vázquez et al., 2008). Sin embargo, al tener en cuenta la interacción con los flujos subinerciales, estas condiciones de generación y liberación son más difíciles de determinar. De este modo, se pueden generar ondas internas incluso en condiciones de mareas muertas (corriente saliente inferior a 1 m.s^{-1}), o inhibirse en condiciones de mareas vivas.

La interacción del flujo barotrópico con la topografía del estrecho no sólo genera este tipo de fluctuaciones, también produce, al mismo tiempo, oscilaciones verticales de las isopícnas con periodos de marea, lo que se denomina marea interna (Candela et al., 1989, Bray et al, 1990). Estas oscilaciones se ponen de manifiesto con el desplazamiento vertical de las isopícnas para compensar los cambios de masa inducidos por las corrientes barotrópicas. Por tanto, el máximo desplazamiento vertical va a coincidir con los momentos de máxima corriente entrante o saliente. De este modo, la máxima corriente saliente generará el máximo ascenso de las isopícnas (pleamar interna), mientras que el máximo descenso (bajamar interna) se da con la máxima corriente entrante, dando lugar a un desfase de 90° entre marea vertical interna y la superficial. Este desplazamiento vertical introduce una fluctuación en el basculamiento transversal descrito anteriormente, al tener en cuenta que el sistema bicapa se compone de dos flujos simultáneos superpuestos y opuestos, posiblemente debido al efecto de cizalla vertical en la columna de agua (Candela et al., 1989).

El conocimiento de los complejos procesos hidrodinámicos que tienen lugar en el Estrecho de Gibraltar contrasta con el desconocimiento del comportamiento de dichos procesos en el interior de la Bahía de Algeciras, al ser este un dominio en el cual no se llevaron a cabo investigaciones específicas en el campo de la Oceanografía Física hasta esta última década. Sin embargo, existen evidencias de la presencia de ondas internas en cercanía de la boca de la bahía (Watson and Robinson, 1990, 1991), y por tanto, es esperable que la propagación de dichas ondas al interior de la bahía (Figura 1.3), por su cercanía al Estrecho de Gibraltar, pueda afectar los valores medios, la variabilidad y la distribución de algunos de sus parámetros oceanográficos (Álvarez et al, 2011).



Figura 1.3 Fotografía aérea tomada el 02/06/2004 mostrando la propagación de las ondas internas generadas en el Estrecho de Gibraltar hacia el interior de la Bahía de Algeciras (http://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/4000/4585/TSS009-E-09952_54_lrg.jpg).

Desde el punto de vista dinámico, la morfología del fondo describe un sistema de corrientes procedente del Mar de Alborán, entrando por Punta Europa y describiendo un círculo en el interior de la bahía (De Buen, 1924), en el cual el agua circula en sentido horario (Figura 1.4). Dicha procedencia de las aguas se corrobora con los valores de salinidad, relativamente altos. Estas características hacen de la Bahía

de Algeciras un dominio singular, con sus propios procesos y dinámicas locales, que sumándose a la influencia que recibe del Estrecho de Gibraltar y del Mar de Alborán, le confieren una complejidad digna de estudio.



Figura 1.4 Régimen de corriente en la bahía de Algeciras inferido a partir de la morfología del fondo (De Buen, 1924).

4. Antecedentes de investigación

En el conjunto formado por el Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán, existe un amplio rango de sistemas dinámicos caracterizados por su singularidad, complejidad y alta variabilidad. En dichas zonas, la mayoría de los procesos dependen de las condiciones hidrodinámicas, como el transporte de partículas en suspensión y la respuesta biológica, que a su vez están gobernados por procesos dinámicos inducidos por la marea y forzados por variables meteorológicas.

Hasta la actualidad, dichos procesos no están suficientemente esclarecidos por la comunidad científica, de allí uno de los objetivos de esta tesis y es, conocer mejor los mecanismos físicos implicados en dichos procesos con fin de dar mayor consistencia a los modelos conceptuales existentes y proponer otros nuevos capaces de reflejar su

gran complejidad, y sentar las bases de nuevas líneas de investigación a fin de mejorar nuestro conocimiento sobre los mismos.

En la línea apuntada en el párrafo anterior, el grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Cádiz ha participado durante los últimos años en diversos proyectos de investigación financiados, entre los cuales se encuentra el proyecto “Diagnóstico Ambiental del Medio Acuático y Evaluación de la Contaminación Acústica del Campo de Gibraltar” (OT 2005/190), en el cual se ha realizado una ambiciosa campaña oceanográfica cuyos datos serán una importante fuente de información y una base de datos primaria esencial para el estudio de los procesos de intercambio entre la Bahía de Algeciras y el Estrecho de Gibraltar, y el proyecto “Procesos Submesoescalares de Transporte, Mezcla y Difusión en el Estrecho de Gibraltar” (CTM2005-08142) que ha tenido como uno de sus objetivos primordiales el estudio de los procesos que juegan un papel importante en los transportes horizontales de masas de agua, y por consiguiente, en la dinámica del ecosistema marino del Estrecho de Gibraltar.

Los avances efectuados en el marco de los proyectos realizados han puesto de manifiesto la complejidad de los procesos hidrodinámicos tanto en los márgenes costeros del Estrecho de Gibraltar como en el seno de la Bahía de Algeciras, y por tanto la necesidad de profundizar en el conocimiento de los fenómenos asociados a los procesos de interacción de la marea con la topografía por un lado y con las variables meteorológicas por otro lado, para la correcta comprensión del funcionamiento de dichos sistemas, el equilibrio dinámico de ecosistemas establecido en dichas zonas, y los flujos de intercambio entre ellos.

A continuación citamos los trabajos más representativos y los avances logrados tanto en el ámbito de la Bahía de Algeciras como del Estrecho de Gibraltar.

4.1 Estrecho de Gibraltar

Generalmente, en los trabajos dedicados al estudio de los procesos de mezcla y transporte a través del Estrecho de Gibraltar, se hacía hincapié en la magnitud de dicho transporte a lo largo de su eje longitudinal principal, admitiendo que los gradientes de propiedades asociados tenían lugar prioritariamente a lo largo de este eje. Sin embargo, los datos obtenidos en el marco del proyecto “Los procesos de mezcla en el

Estrecho de Gibraltar y su influencia en los procesos biológicos del entorno” y en otros proyectos anteriores, nos permite concluir que los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar no son ajenos a los procesos hidrodinámicos que imperan en el eje principal de dicho dominio, sino que existe cierta comunicación que implica un transporte de propiedades tanto hacia el eje del canal como hacia la costa, que pueden esclarecer algunos mecanismos de interacción entre el Estrecho de Gibraltar y el Mar de Alborán.

Sandström (1969) ya puso de manifiesto que los gradientes de profundidad en dirección perpendicular a la línea de costa, entre la plataforma continental y el talud, inducen procesos de mezcla en los flujos estratificados, entre las aguas del talud y de la plataforma continental. Estos procesos de mezcla pueden generar frentes de gran estabilidad sobre la plataforma (Pingree and Griffiths, 1978), de modo que las inestabilidades del flujo baroclino sean las más eficientes para generar mezcla a través de dichos frentes. Dichas inestabilidades suelen tomar forma de vórtices ciclónicos persistentes durante algunos días (Pingree, 1978), que tendrán gran importancia a la hora de desarrollar blooms de fitoplancton en las zonas de frentes.

Stevenson (1977) habló por primera vez de la existencia de un vórtice de Tarifa desarrollado sobre la plataforma continental. En dicho vórtice, las isotermas e isopicnas tienden a formar una “cúpula”, y por tanto se referiría a un vórtice anticiclónico desarrollado en la zona del Cabo Trafalgar. Richez y Kermogard (1990), y posteriormente Folkard et al. (1997) asociaron la aparición de estas estructuras, sobre todo el vórtice observado en la costa marroquí, a eventos de afloramientos inducidos por los vientos de levante.

La Violette y Lacombe (1988) describieron la presencia de lenguas de agua fría procedentes de las costas española y marroquí, entre Tarifa y el Umbral de Camarinal, asociadas a un flujo divergente en esta zona. Esta divergencia tiene lugar cuando hay una fuerte corriente hacia el oeste sobre el umbral, y una débil corriente hacia el este a nivel de Tarifa.

Vargas et al. (1999) describió el vórtice a nivel del Cabo Trafalgar como una estructura térmica casi permanente, generada por la interacción de la fuerte corriente de marea propagándose en el eje longitudinal del estrecho con la orientación de las isobatas en la zona.

Por otro lado, el proceso de generación y propagación de ondas internas en el Estrecho de Gibraltar es un fenómeno bien conocido y estudiado. Vázquez (2006) clasifica las ondas internas generadas en el Umbral de Camarinal en:

- Marea interna lineal: se refiere al movimiento vertical de las isopícnas resultado de la interacción del flujo barotrópico con el Umbral de Camarinal. Las fluctuaciones generadas tienen periodos de marea. Estos procesos han sido objeto de estudio de numerosos trabajos (Boyce, 1975; Candela et al., 1989; Bray et al., 1990).
- Marea interna no lineal: son oscilaciones internas de gran amplitud y corto periodo. Armi y Farmer (1988) dieron una explicación al mecanismo de generación en base a estudios teóricos sobre hidráulica asociada a umbrales y estrechos. Estos autores registraron también bores internos, de menor amplitud, que se propagaban hacia el Oeste debido la mayor profundidad de la interfaz. También observaron que durante las mareas vivas, el bore es regularmente liberado en cada ciclo mientras que durante las mareas muertas no se registran. Durante el periodo de transición, de mareas muertas a vivas, el bore se libera con periodicidad diurna.

Hasta la fecha existe un extenso desarrollo de modelos conceptuales con respecto a la implicación de ondas internas de gran amplitud en la intensificación de los procesos de mezcla (Macías et al., 2006; Vázquez et al., 2006; Macías et al., 2007), en la definición de las características del chorro atlántico (Whitehead, 1985; García Lafuente et al., 1998; Viúdez, 1997; Vélez-Belchí et al., 2005), la determinación de los patrones de circulación de masas de agua y distribución de las variables biológicas en la cuenca occidental del Mar de Alborán en respuesta al forzamiento meteorológico (Macías, 2006; Macías et al., 2007; Macías et al., 2008), y finalmente, sobre la relación entre las fluctuaciones de los flujos de baja frecuencia en respuesta al forzamiento meteorológico (Vázquez, 2006; Vázquez et al., 2008).

4.2 Bahía de Algeciras

Históricamente, la única campaña con fines científicos dentro de la Bahía de Algeciras data desde 1922, llevada a cabo por el Instituto Español de Oceanografía a

bordo del velero “Averroes” y bajo la supervisión del Profesor Rafael de Buen, con el objetivo de estudiar el fondo marino y las características físico-químicas del agua dentro de la bahía. Las medidas de temperatura superficial en el interior indicaban que eran más frías que las aguas mediterráneas e incluso más frías que las aguas atlánticas cercanas. Se observó lo mismo con la temperatura de aguas profundas. Por tanto, se pensó en la existencia de un fenómeno de afloramiento de aguas profundas, como única explicación de las bajas temperaturas de las capas superficiales. Esta teoría se confirmó al realizar una serie continua de medidas en el centro de la bahía durante un periodo de 24 horas, que indicaron que los cambios de temperatura son mucho menos intensos en superficie que a una pequeña profundidad. Estas variaciones tenían una periodicidad muy definida y coincidían con bruscos cambios de salinidad, por lo que la llegada de aguas más frías se correspondía con la llegada de aguas más densas. Se concluyó que este fenómeno se explicaba como inyecciones periódicas de aguas profundas que llegan hasta la capa superficial. Esta agua inyectada tenía carácter mediterráneo, y el grado en el cual ascienden hasta superficie depende de la profundidad, puesto que las zonas donde estas aguas consiguen llegar hasta superficie son los puntos menos profundos. El periodo de estas inyecciones no coincidía con la marea atlántica conocida, sino más bien con marea mediterránea profunda.

Existen numerosos informes que abordan aspectos parciales relacionados con las actividades de las principales empresas ubicadas en la zona. Dichos informes suelen referirse a actuaciones puntuales como estudios previos de emisarios submarinos (HIDTMA, S. L., 1993), desarrollo de planes de contingencia para refinerías (Ramboll & Hannemann A/S, 1991), estudios de transporte y dispersión de vertidos (HIDTMA, S. L., 1993), estudios de impacto de infraestructuras portuarias sobre la dinámica litoral (TECNOCEAN, 2001), ampliaciones de obras de abrigo en el Puerto de Algeciras, estudios de impacto ambiental para diferentes proyectos, etc., pero en ningún caso contemplan el estudio de la bahía como un sistema oceanográfico integral. Estos trabajos fueron realizados con fines altamente específicos y no aportaron conocimientos relevantes sobre el comportamiento del medio marino, y los datos que manejan son generalmente fragmentados e inadecuados.

En cambio, existen otros estudios que aportan información sobre procesos y variables oceanográficas, como el estudio para la “Estimación de las Trayectorias de

las Corrientes Superficiales en la Bahía de Algeciras Bajo Distintas Condiciones de Viento y Marea” (SASEMAR) y el “Estudio de Clima Marítimo y Agitación para el Desarrollo de las Infraestructuras Portuarias en el Interior del Muelle de Isla Verde” realizado por CEDEX. Estos estudios aportan datos de viento, oleaje y de nivel del mar, que fueron útiles para tener una idea global de los procesos físicos dominantes dentro de la bahía. Además de datos observados, existen salidas de simulaciones de modelos numéricos hidrodinámicos, como el modelo de propagación de oleaje GHOST (CEDEX) y los modelos de alta resolución elaborados en el Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz para la simulación de corrientes y nivel del mar en la bahía.

Durante el desarrollo del Plan de Calidad ambiental del Campo de Gibraltar, se realizaron diferentes estudios que fueron plasmados en una serie de informes. El diagnóstico ambiental del medio acuático se llevó a cabo en el periodo 2006-2007, mediante una campaña principal en la bahía y otras campañas complementarias en los ríos que vierten en ella. Uno de los objetivos principales era el estudio del balance de nutrientes dentro de la bahía para determinar el riesgo de eutrofización. La caracterización del sistema de corrientes y de la onda de marea en el interior de la bahía, la estima de los flujos de intercambio de masas de agua entre la bahía y el estrecho por un lado, y entre la bahía y los ríos Palmones y Guadarranque por otro, la influencia del viento sobre el sistema de corrientes y la estratificación son los aspectos más destacados del estudio desde el punto de vista físico.

Álvarez et al. (2011) utilizaron un modelo tridimensional de alta resolución para estudiar la propagación de las ondas internas de corto periodo en el Estrecho de Gibraltar y Bahía de Algeciras. Los resultados indican que parte de las ondas que se propagan en el estrecho se introducen en la bahía.

González et al. (2013), utilizando el mismo modelo numérico, estudió el campo de corrientes inducido por la componente de marea M_2 dentro de la bahía de Algeciras y el intercambio con el Estrecho de Gibraltar. Se ha puesto de manifiesto que dichos dominios tienen características diferentes, teniendo la dinámica en la zona de contacto y en el interior de la bahía un carácter puramente baroclino, debido a la estratificación que tiene lugar allí. Este carácter baroclino se ve acentuado por la presencia del cañón submarino, que favorece el desarrollo de la estratificación en la columna de agua. En

cuanto al intercambio neto de masas de agua entre los dominios, éste queda principalmente explicado por la dinámica del sistema bicapa.

Sammartino et al. (2013) aplicó otro modelo numérico (MITgcm) a la Bahía de Algeciras utilizando también las componentes M_2 y S_2 como forzamiento de marea, para estudiar las características del régimen de corrientes inducido por marea en el interior de la bahía. Las corrientes barotrópicas generadas por dichas constituyentes tienen un comportamiento parecido al obtenido en el Estrecho de Gibraltar, donde la señal de elevación guarda un desfase de 90° con respecto al flujo barotrópico. La relación de anti-fase obtenida entre las oscilaciones internas dentro y fuera de la bahía sugiere que la marea interna observada en la Bahía de Algeciras no es de generación local sino, radiada desde el Estrecho de Gibraltar. Sin embargo, el comportamiento de dicha marea interna dentro de la Bahía es opuesto al del estrecho, puesto que las isohalinas se vuelven más profundas durante la fase de llenante, debido al aumento de espesor de la capa atlántica y la salida de agua mediterránea en la capa profunda. En lo que se refiere al transporte a través de la boca de la bahía, con periodos mareales y sub-mareales, se obtiene que el transporte baroclino excede por más de un orden de magnitud al transporte barotrópico, presentando una clara señal quincenal.

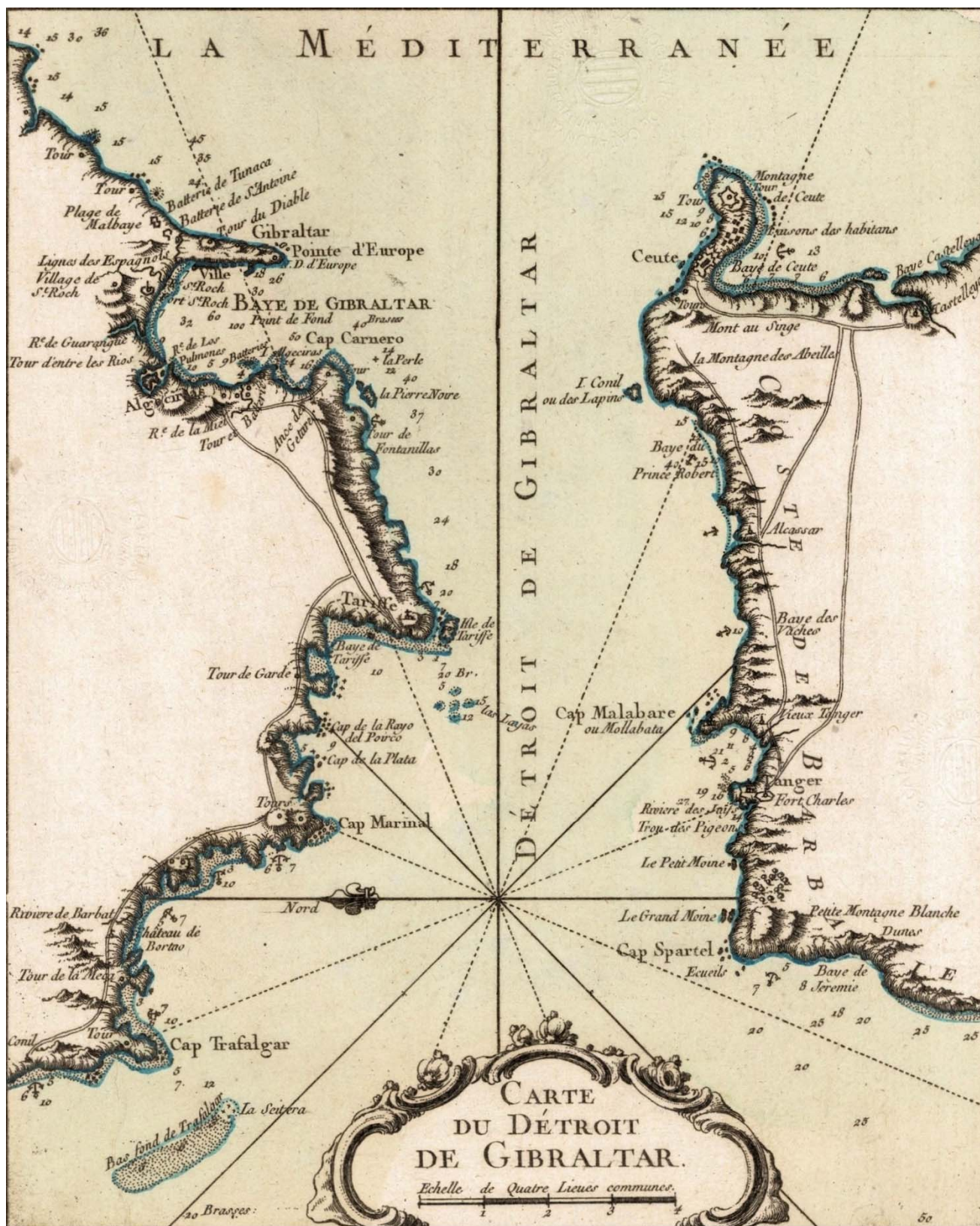
Sánchez-Garrido et al. (2014) aplicó el mismo modelo (MITgcm) forzado meteorológicamente, para estudiar la circulación a escala subinercial dentro de la Bahía de Algeciras. Se obtiene que la circulación media en la capa atlántica es en sentido anticiclónico, y en sentido ciclónico a nivel de la capa profunda. Esta estructura se ve distorsionada por efecto de vientos de componente este-oeste; los vientos de poniente provocan afloramientos, mientras que los vientos de levante generan hundimiento de masas de agua. Esto afecta el volumen del agua atlántica en la bahía, que disminuye con los vientos de poniente. La renovación de la capa atlántica, está fuertemente modulada por las corrientes de marea, mientras que la renovación de la capa mediterránea es menos variable.

5. Objetivos

El objetivo principal de la presente tesis es el avance en el conocimiento de los procesos hidrodinámicos, tanto a escala de marea como los de más baja frecuencia, y

su interacción con los procesos biológicos en el entorno del Estrecho de Gibraltar, Cuenca Occidental del Mar de Alborán y Bahía de Algeciras. Dicho avance se pretende culminar con el desarrollo de nuevos modelos conceptuales que describan los procesos de intercambio a diferentes escalas temporales entre el Estrecho de Gibraltar y el Mar de Alborán por un lado, y por otro, los mecanismos de intercambio entre un cuerpo de agua semi-cerrado, como es la Bahía de Algeciras y un canal con dinámica dominante como es el propio Estrecho de Gibraltar. Para ello se establecen los siguientes objetivos parciales:

- Estudiar la implicación de procesos físicos inducidos por la marea interna en los procesos de mezcla en la vertical dentro de la Bahía de Algeciras.
- Cuantificar la importancia de dicha mezcla vertical y su influencia sobre los tiempos de residencia dentro de la Bahía.
- Estudiar la importancia de las fluctuaciones del chorro atlántico en la variabilidad del intercambio de masas de agua entre la Bahía y el Estrecho a través de la boca de la Bahía.
- Identificar qué parte de dicha variabilidad es explicada por variaciones en el forzamiento meteorológico y la interacción de esta respuesta con la dinámica inducida por la marea.
- Estudiar los procesos que gobiernan la circulación a submesoescala en los márgenes costeros del Estrecho de Gibraltar así como el transporte transversal entre estos márgenes costeros y el eje del canal.
- Estudiar la importancia de dicho transporte en los flujos superficiales de intercambio entre el Golfo de Cádiz y la cuenca occidental del Mar de Alborán.



Mapa del Estrecho de Gibraltar

Jacques Nicolas Bellin, 1763

(© Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya)

Capítulo 2



Series de datos y técnicas de análisis



1. Introduction

En este capítulo se realiza un inventario y clasificación de las diferentes fuentes de datos, ya sean in-situ, a distancia o resultado de simulaciones numéricas, empleados en el presente trabajo, así como de las técnicas de análisis usadas para el tratamiento de las mismas y obtención de resultados.

El núcleo de los datos analizados se obtiene de las siguientes fuentes:

- Datos in-situ: son datos obtenidos directamente de campañas oceanográficas llevadas a cabo en el Estrecho de Gibraltar y en la Bahía de Algeciras. Dichas campañas son de dos tipos:

campañas diseñadas a priori parcial o totalmente para cumplir con objetivos relacionados con la presente tesis y otras tesis realizadas simultáneamente en el seno del grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Cádiz, como es el caso de las campañas “Algeciras 2006” y “Gibraltar 08”. En el caso de campañas ejecutadas en múltiples fases, como la campaña “Gibraltar 08”, se ha limitado a describir las fases cuyos datos se han utilizado.

Campañas que fueron diseñadas con objetivos muy específicos, dentro del marco de las diferentes colaboraciones del grupo con otros grupos de investigación e instituciones, caso de las campañas “García del Cid 2004” y “Trafalgar 2006”, y que finalmente fueron incluidas como información complementaria dada la importancia de los datos obtenidos y su sinergia con los objetivos del presente trabajo.

- Datos a distancia: En este apartado, se incluyen las imágenes de satélite y los datos de corrientes superficiales a través de los radares costeros de alta frecuencia. Las imágenes de satélite utilizadas son, por un lado, de temperatura superficial del mar, correspondientes al sensor AVHRR y, por otro, de temperatura superficial y concentración de clorofila correspondientes a los sensores MODIS y VIIRS. Estas últimas han tenido mayor peso, ya que además de los procesos físicos de afloramiento, transporte y mezcla horizontal que pueden indicar los mapas de temperatura superficial, la concentración de clorofila juega un papel de trazador, y un mapa instantáneo de dicha variable y simultáneo al de temperatura puede aportar información relevante acerca de los procesos de

advección horizontal, responsables de los procesos de acumulación/dispersión generadores de dichas estructuras.

Los datos de corriente superficial obtenidas del sistema de radares costeros ha tenido especial importancia en la caracterización del sistema de corrientes superficiales en la sección oriental del Estrecho de Gibraltar, describiendo detalladamente las oscilaciones del chorro atlántico. Dicha información hubiera sido imposible de obtener con las medidas puntuales convencionales.

- Los modelos numéricos utilizados para realizar las simulaciones numéricas en el presente trabajo son: el modelo atmosférico MM5 para la simulación de los campos de viento a 10 m de altitud en la zona del Estrecho de Gibraltar y las distribuciones de la presión atmosférica a nivel del mar, el modelo hidrodinámico UCA2.5D para la simulación de las corrientes integradas verticalmente en la capa atlántica, así como la profundidad de la interfase, y el modelo hidrodinámico UCA3D para estudiar el efecto del viento sobre los campos de corriente en superficie dentro de la Bahía de Algeciras. Los datos meteorológicos se usaron para intentar explicar los mecanismos generadores de los diferentes modos de variación obtenidos en el análisis de las series de corriente superficial y las influencias meteorológicas remotas sobre procesos de baja frecuencia que tienen lugar en el Estrecho de Gibraltar. En cambio, las simulaciones de los campos de corrientes resultaron de gran importancia a la hora de investigar los mecanismos de generación y características de las estructuras y procesos que tienen lugar en los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar gracias, en gran medida, a las posibilidades que ofrecen los modelos numéricos en cuanto a eliminar/añadir forzamientos para investigar el papel relativo de cada uno.

En lo que se refiere a las técnicas de análisis utilizadas, se hizo uso de:

- Análisis armónico: se utilizó para calcular las constantes armónicas tanto para las series de nivel como de las de corrientes, con el fin de generar series de dichas variables en periodos donde no se disponía de datos.
- Funciones empíricas ortogonales: se aplicaron a los campos de corriente superficial para encontrar los modos más importantes de variación, y para

aislar la contribución baroclina a los perfiles de corriente con el objetivo de cuantificar la mezcla inducida por las ondas internas.

- Descomposición en modos dinámicos: fue aplicada para estudiar la variabilidad espacio-temporal de los perfiles de densidad ocasionada por las ondas internas.

2. Campañas oceanográficas

2.1 Campaña “García del Cid 2004” (Octubre-Noviembre 2004)

Esta campaña fue promovida por las sociedades SECEG-SNED en octubre-noviembre del 2004 y se realizó a bordo del B/O García del Cid. Aunque el objetivo de la campaña era la exploración del subsuelo marino en las plataformas continentales española y marroquí en el Estrecho de Gibraltar usando sísmica de reflexión, adicionalmente se planeó que el ADCP del barco registrará perfiles de velocidad de la corriente a intervalos de 1 minuto durante la campaña.

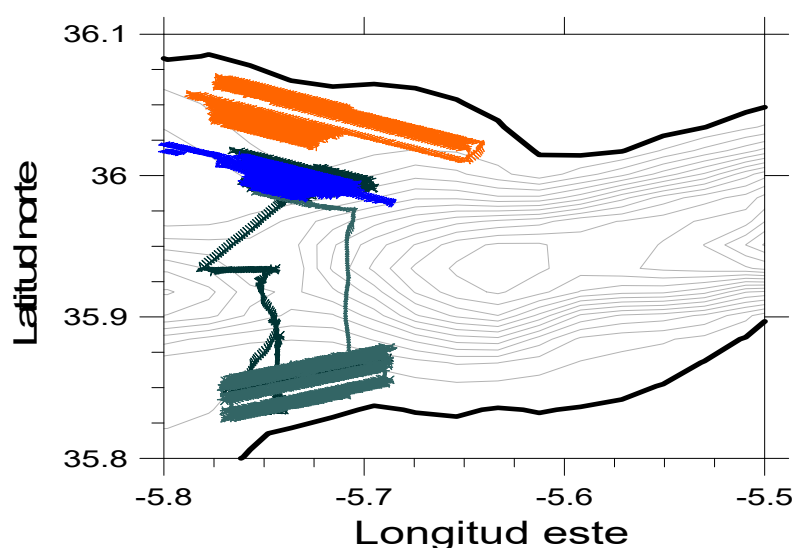


Figura 2.1 Localización de los transectos realizados por el B/O García del Cid durante los días 3/11/2004 (trazo azul), día 5/11/2004 (trazo naranja), día 10/11/2004 (trazo gris) y día 11/11/2004 (trazo negro).

Dado que los transectos barren las zonas en las que se centra el presente trabajo, se estimó conveniente analizar los datos de velocidad de la corriente registrados como información complementaria a la de la campaña “Gibraltar 08”. La campaña se realizó los días 3, 5, 10 y 11 de noviembre. La posición de los transectos realizados durante esos días se muestra en la Figura 2.1. Adicionalmente, en la Tabla 2.1 se proporciona

información detallada sobre los realizados el día 11 de noviembre, de los cuales se seleccionaron algunos como información complementaria de aquellos realizados en la campaña “Gibraltar o8”.

Tabla 2.1 Información sobre los transectos analizados en la campaña “García del Cid 2004” el día 11/11/2004. La denominación de cada transecto incluye el día de noviembre de 2004 en el que fue realizado y las horas de inicio y final.

Transecto	Hora inicial (UTC)	Longitud inicial (°E)	Latitud inicial (°N)	Hora final (UTC)	Longitud final (°E)	Latitud final (°N)
T1.D11_00.23-00.40	00:23	-5.754333	35.989166	00:40	-5.73	35.982666
T2.D11_00.40-1.31	00:40	-5.73	35.982666	1:31	-5.756667	35.992168
T3.D11_1.31-1.45	1:31	-5.756667	35.992168	1:45	-5.728167	35.983665
T4.D11_1.45-2.35	1:45	-5.728167	35.983665	2:35	-5.760334	35.994835
T5.D11_2.35-2.56	2:35	-5.760334	35.994835	2:56	-5.7265	35.985668
T6.D11_2.56-3.50	2:56	-5.7265	35.985668	3:50	-5.757667	35.997833
T7.D11_3.50-4.10	3:50	-5.757667	35.997833	4:10	-5.725	35.986332
T8.D11_4.10-4.51	4:10	-5.725	35.986332	4:51	-5.756	35.999168
T9.D11_4.51-5.16	4:51	-5.756	35.999168	5:16	-5.721334	35.988335
T10.D11_5.16-5.46	5:16	-5.721334	35.988335	5:46	-5.756834	36.0005
T11.D11_5.46-6.19	5:46	-5.756834	36.0005	6:19	-5.715833	35.987499
T12.D11_7.17-7.28	7:17	-5.7445	36.001335	7:28	-5.756667	36.005501
T13.D11_7.28-8.06	7:28	-5.756667	36.005501	8:06	-5.710834	35.989834
T14.D11_8.06-8.40	8:06	-5.710834	35.989834	8:40	-5.757667	36.008167
T15.D11_8.40-9.21	8:40	-5.757667	36.008167	9:21	-5.708833	35.991333
T16.D11_9.21-10.01	9:21	-5.708833	35.991333	10:01	-5.757333	36.011833
T17.D11_10.01-10.41	10:01	-5.757333	36.011833	10:41	-5.714167	35.996166
T18.D11_11.10-12.21	11:10	-5.695833	35.990166	12:21	-5.7595	36.012833
T19.D11_12.21-12.58	12:21	-5.7595	36.012833	12:58	-5.698667	35.994167
T20.D11_12.58-14.16	12:58	-5.698667	35.994167	14:16	-5.7655	36.017666
T21.D11_14.16-15.05	14:16	-5.7655	36.017666	15:05	-5.698167	35.995834
T22.D11_15.05-15.31	15:05	-5.698167	35.995834	15:31	-5.723	36.006168
T23.D11_15.31-15.49	15:31	-5.723	36.006168	15:49	-5.6965	35.996166
T24.D11_15.49-16.15	15:49	-5.6965	35.996166	16:15	-5.725667	36.005501
T25.D11_16.15-17.22	16:15	-5.725667	36.005501	17:22	-5.781333	35.933834
T26.D11_17.22-18.04	17:22	-5.781333	35.933834	18:04	-5.743834	35.934666
T27.D11_18.04-18.31	18:04	-5.743834	35.934666	18:31	-5.776166	35.931999
T28.D11_18.31-19.13	18:31	-5.776166	35.931999	19:13	-5.747167	35.933998
T29.D11_19.13-20.39	19:13	-5.747167	35.933998	20:39	-5.768833	35.847668
T30.D11_20.39-22.02	20:39	-5.768833	35.847668	22:02	-5.6875	35.870998

2.2 Campaña “Trafalgar 2006” (Abril 2006)

Esta campaña es resultado de la colaboración entre el Grupo de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz y el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM). Se diseñó con objetivos muy específicos, como obtener las condiciones de contorno y aumentar la resolución espacial del modelo hidrodinámico UCA2.5D en la zona del Cabo Trafalgar, así como el registro de datos meteorológicos para la validación del modelo atmosférico MM5 en los dominios del Golfo de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar.

La campaña se llevó a cabo a bordo del buque hidrográfico Malaspina y se realizó en dos fases de 5 días de duración. La primera fase tuvo lugar entre el 19 y el 23 de abril, mientras que la segunda fase se desarrolló entre el 24 y el 28 de abril de 2006.

Durante la campaña, se llevaron a cabo las siguientes tareas:

- Fondeos

Se fondearon 2 correntímetros Aanderaa RCM7 a 30 y 70m de profundidad sobre una línea batimétrica de 82 m ($5^{\circ} 56.408' \text{ W}$, $36^{\circ} 05.272' \text{ N}$), cerca del transecto E-W (Figura 2.2), con un intervalo de muestreo de 5 min y un periodo de muestreo de 30 días.

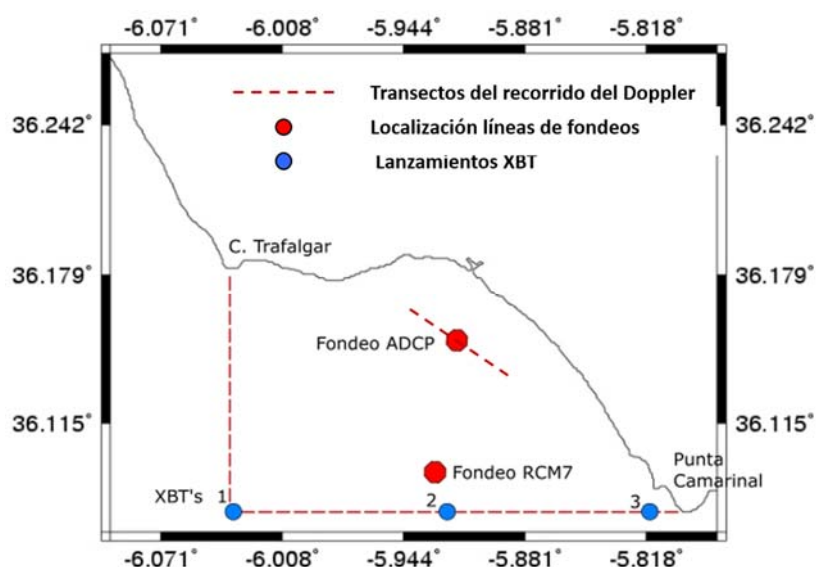


Figura 2.2 Localización de los transectos realizados por el B/H Malaspina, de las líneas de fondeo y las posiciones donde se lanzaron XBT.

Hacia el interior, se fondeó un perfilador de corriente Nortek Aquapro en una estructura resistente al arrastre, sobre una línea batimétrica de 24 m ($36^{\circ} 08.912' \text{ N}$, 5°

54.007' W) (Figura 2.2), en el centro del transecto NW-SE, con un intervalo de muestreo de 15 min y un periodo de muestreo de 30 días.

- Transectos ADCP

Se realizaron 3 transectos ADCP en direcciones N-S, E-W y NW-SE (Figura 2.2), para medir corrientes con la ayuda de un perfilador ADCP Sontek acoplado a un brazo metálico instalado a un costado del buque (Figura 2.3).

El transecto N-S tiene una longitud de 5.4 millas náuticas, y se realizó de forma continua durante 18h durante la primera fase (Las malas condiciones climatológicas no permitieron completar las 24 h planificadas) y 24h durante la segunda, entre los límites 36°09.93' N, 6°02.12' W (límite norte) y 36°04.53' N, 6°02.12' W (límite sur).

El transecto E-W tiene una longitud de 11.2 millas náuticas, y se realizó de forma continua durante 24h en ambas fases, entre los límites 36°04.53' N, 6°02.12' W (límite oeste) y 36°04.53' N, 5°48.35' W (límite este).



Figura 2.3 Detalle del perfilador ADCP Sontek utilizado para realizar los transectos (izquierda) y la estructura de fijación a un costado del buque.

- Lanzamientos de XBT

Los XBT se lanzaron a lo largo del transecto E-W, con intervalo de 6h teniendo en cuenta la periodicidad diurna del régimen de mareas en la zona. Los puntos de lanzamiento fueron el punto más occidental del transecto ($36^{\circ} 04.53' \text{ N}$, $6^{\circ} 02.12' \text{ W}$), el más oriental ($36^{\circ} 04.53' \text{ N}$, $5^{\circ} 49.60' \text{ W}$) y un punto central ($36^{\circ} 04.53' \text{ N}$, $5^{\circ} 55.20' \text{ W}$) (Figura 2.2). Se lanzaron un total de 12 XBT del modelo T7 durante la primera fase y 18 durante la segunda.

2.3 Campaña “Algeciras 2006” (Noviembre-Diciembre 2006)

La campaña “Algeciras 2006” se inscribe en el contexto del proyecto financiado por la Conserjería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, “Diagnóstico ambiental del medio acuático y evaluación de la contaminación acústica del Campo de Gibraltar” teniendo como objetivo global el diagnóstico ambiental de los sistemas acuáticos del Campo de Gibraltar, haciendo énfasis en el estudio del balance de nutrientes dentro de la Bahía de Algeciras, la contaminación de sedimentos profundos, y el estudio de la hidrodinámica de la Bahía. Para abordar los citados objetivos, se ha diseñado una campaña de adquisición de datos experimentales para los meses de noviembre y diciembre de 2006.

La campaña se llevó a cabo a bordo del B/O Mytilus, y se estableció en dos fases; la primera tuvo lugar del 12 al 17 de noviembre de 2006, y la segunda fase se desarrolló entre el 2 y 7 de diciembre del mismo año. En las dos fases se han realizado las mismas tareas en los mismos emplazamientos puesto que uno de los objetivos fue estudiar la influencia de la amplitud de marea sobre los procesos hidrológicos e hidrodinámicos dentro de la Bahía. De este modo, se hizo coincidir la primera fase con condiciones de mareas muertas, y la segunda fase se realizó en condiciones de mareas vivas. Las tareas realizadas son las siguientes (Figura 2.4):

- Transectos ADCP

Los transectos ADCP se llevaron a cabo con el objetivo de obtener medidas continuas de corriente para la capa más superficial cubriendo un periodo semidiurno de marea. Para ello, se hizo uso del perfilador de corrientes instalado en el casco del buque (RDI 300 kHz). Los transectos realizados cubren 3 zonas de gran importancia para el

estudio de los procesos hidrológicos e hidrodinámicos dentro de la bahía; la boca de la bahía, como zona de contacto con el Estrecho de Gibraltar, el eje del canal y la zona del talud.

Los transectos en la boca (Figura 2.4a) tuvieron como propósito medir la variabilidad espacio-temporal del campo de corrientes y la circulación en la capa más superficial de la zona de contacto entre la bahía y el Estrecho de Gibraltar. Se realizaron transectos continuos durante 12h entre los extremos $36^{\circ} 04.73' N$, $5^{\circ} 25.15' W$ (extremo oeste) y $36^{\circ} 06.36' N$, $5^{\circ} 21.18' W$ (extremo este). Le ejecución se llevó a cabo el día 13 de noviembre entre las 10:00 y las 21:30 durante la primera fase y el día 2 de diciembre entre las 08:30 y 22:15 en la segunda fase.

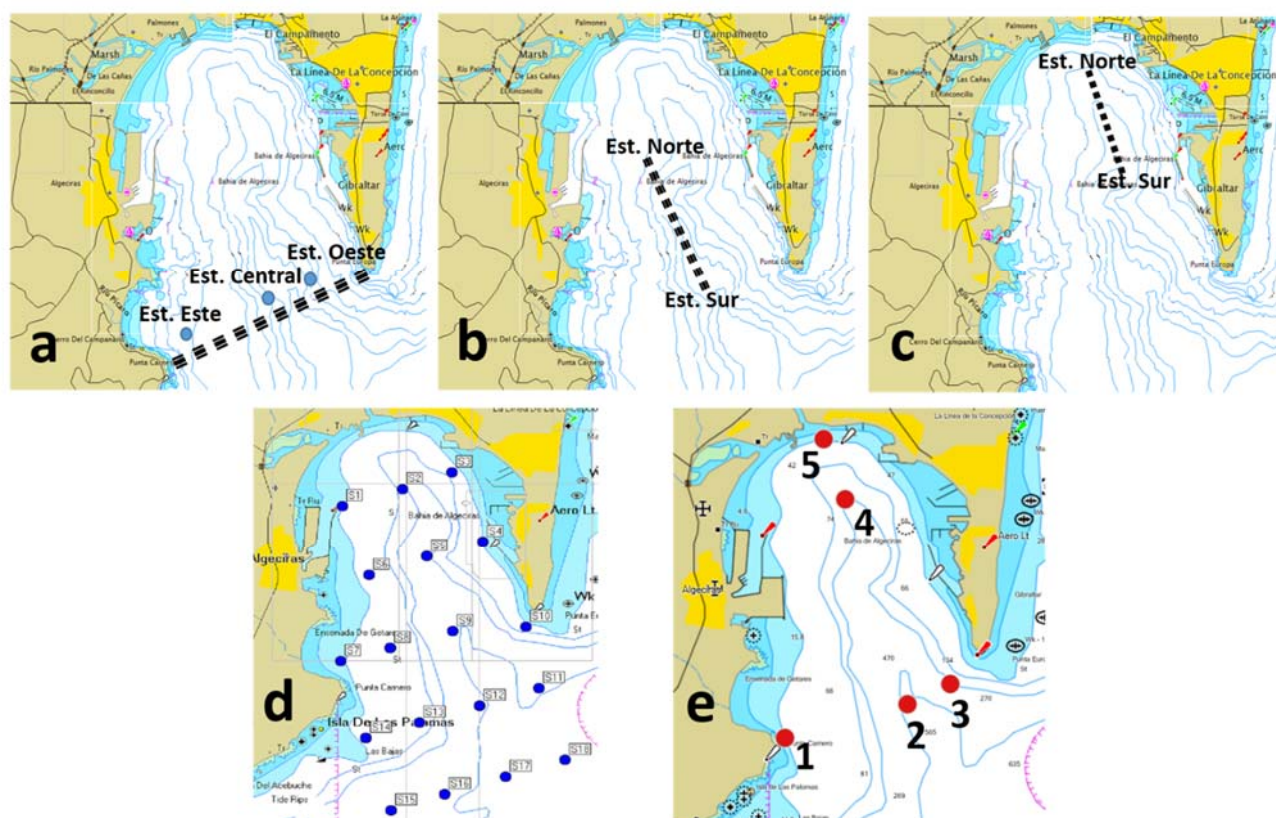


Figura 2.4 Tareas realizadas durante la campaña “Algeciras 2006”. **(a)** Transecto ADCP y perfiles CTD en 3 estaciones a lo largo de la boca de la bahía. Los transectos ADCP se realizaron los días 13/11/2006 y 02/12/2006, mientras que los perfiles CTD se realizaron los días 14/11/2006 y 03/12/2006. **(b)** Transecto ADCP en el eje del canal y perfiles CTD en los dos extremos del transecto, llevados a cabo los días 15/11/2006 y 04/12/2006. **(c)** Transecto ADCP en la zona del talud y perfiles CTD en los dos extremos del transecto, llevados a cabo los días 12-13/11/2006 y 06-07/12/2006. **(d)** Malla de 18 estaciones CTD cubriendo toda la bahía y la zona de contacto con el Estrecho de Gibraltar, realizada los días 16/11/2006 y 05/12/2006 (en la primera fase sólo se realizaron 10 estaciones debido al mal tiempo). **(e)** Fondeos de correntímetros y CTD: **(1)** perfilador ADCP AWAC a 21m de profundidad, **(2)** perfilador ADCP RDI 75 kHz a 10 m sobre el fondo en el punto más profundo de la boca (520 m) (este perfilador no se pudo recuperar), **(3)** línea de 2 correntímetros Aanderaa RCM7 a profundidades de 20 y 180 m sobre una línea batimétrica de 210 m, **(4)** línea de 3 CTD SAIV a profundidades de 40, 100 y 180 m sobre una línea batimétrica de 210 m, **(5)** perfilador Aanderaa RDCP600 a 16m de profundidad.

Los transectos en el canal (Figura 2.4b) se diseñaron para estudiar la evolución espacio-temporal de la posible estructura bicapa en el eje del canal y en la cercanía de la zona de contacto con el Estrecho. Además, en los extremos $36^{\circ} 08.10' \text{ N}$, $5^{\circ} 23.46' \text{ W}$ (extremo norte) y $36^{\circ} 05.88' \text{ N}$, $5^{\circ} 22.44' \text{ W}$ (extremo sur) se realizaron perfiles CTD. La ejecución se llevó a cabo entre las 06:15 y las 17:45 del día 15 de noviembre correspondiente a la primera fase, y entre las 07:30 y las 19:30 del día 4 de diciembre en la segunda fase.

Los transectos en la zona del talud (Figura 2.4c) tuvieron como objetivo caracterizar la mezcla entre aguas superficiales y profundas en la zona cercana al talud de la bahía, debido a la posible presencia de ondas internas y de otras ondas de periodo más corto que se puedan generar en el canal de la bahía. Así mismo, se realizaron perfiles CTD en los extremos $36^{\circ} 09.78' \text{ N}$, $5^{\circ} 24.00' \text{ W}$ (extremo norte) y $36^{\circ} 08.28' \text{ N}$, $5^{\circ} 23.22' \text{ W}$ (extremo sur).

- Perfiles CTD

Los perfiles CTD se realizaron con el objetivo de estudiar la estructura dentro de la columna de agua, detectar las zonas de mezcla y las posibles zonas de estratificación. Para ello se usó una sonda SBE25 para los perfiles en la zona del talud, y una sonda SBE 9/11 para el resto de operaciones con CTD.

Tabla 2.2 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 14/11/2006 en la boca de la bahía.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud ($^{\circ}\text{N}$)	Longitud ($^{\circ}\text{E}$)	Sonda (m)
Oeste	14/11/06	08:00	36.087849	-5.399817	80,3
Central	14/11/06	08:24	36.096615	-5.374683	501,6
Este	14/11/06	10:34	36.102734	-5.360567	190,2
Central	14/11/06	11:07	36.098568	-5.374283	478,1
Oeste	14/11/06	12:56	36.088951	-5.401000	78
Central	14/11/06	13:23	36.097633	-5.374733	510,9
Este	14/11/06	15:00	36.104168	-5.361533	160,6
Central	14/11/06	15:20	36.097900	-5.373883	470,3
Oeste	14/11/06	17:04	36.087368	-5.401633	151,3
Central	14/11/06	17:35	36.097466	-5.375500	531,1
Este	14/11/06	18:13	36.102200	-5.362200	208,2
central	14/11/06	18:34	36.097733	-5.373700	473,8

Tabla 2.3 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 03/12/2006 en la boca de la bahía.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
Oeste	03/12/06	06:43	36.089050	-5.399483	80,5
Central	03/12/06	07:04	36.097416	-5.374917	531,9
Este	03/12/06	08:39	36.102215	-5.360850	216
Central	03/12/06	09:04	36.098415	-5.373550	515,1
Oeste	03/12/06	10:30	36.086800	-5.399983	82
Central	03/12/06	10:54	36.097034	-5.375633	105,2
Este	03/12/06	12:24	36.102783	-5.361434	203,1
Central	03/12/06	12:46	36.097050	-5.372783	492
Oeste	03/12/06	14:23	36.087551	-5.399200	82,4
Central	03/12/06	14:47	36.096882	-5.374633	533,7
Este	03/12/06	15:37	36.101833	-5.359317	171,6
central	03/12/06	16:00	36.098732	-5.372817	455,9
Oeste	03/12/06	16:47	36.088032	-5.400816	153
Central	03/12/06	17:14	36.096516	-5.373017	449
Este	03/12/06	17:54	36.102383	-5.358650	139,4
Oeste	03/12/06	19:37	36.088615	-5.398633	83,3

Tabla 2.4 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 15/11/2006 en el eje del canal.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
Sur	15/11/06	06:52	36.098183	-5.374967	484,9
Norte	15/11/06	07:42	36.134933	-5.391133	339,1
Sur	15/11/06	09:19	36.098232	-5.374283	532
Norte	15/11/06	10:14	36.135216	-5.391383	343,1
Sur	15/11/06	11:58	36.098118	-5.374650	531,2
Norte	15/11/06	12:50	36.134918	-5.391050	340,1
Sur	15/11/06	14:23	36.097984	-5.374600	517,1
Norte	15/11/06	15:15	36.136002	-5.391133	338,6
Sur	15/11/06	16:48	36.098598	-5.374667	518
Norte	15/11/06	17:38	36.135685	-5.391000	340,3

Los perfiles en la boca (Figura 2.4a) se llevaron a cabo en 3 estaciones, el día 14 de noviembre entre las 08:00 y las 19:00 en la primera fase, y el día 3 de diciembre entre las

06:30 y las 20:00. Las Tablas 2.2 y 2.3 recogen información adicional sobre la realización de dichos perfiles en la primera y en la segunda fase, respectivamente.

Tabla 2.5 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 04/12/2006 en el eje del canal.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
Norte	04/12/06	07:34	36.136200	-5.392933	330,7
Sur	04/12/06	09:22	36.097935	-5.375150	530,8
Norte	04/12/06	10:15	36.135715	-5.392500	335,4
Sur	04/12/06	11:47	36.099651	-5.374950	526,4
Norte	04/12/06	12:39	36.135284	-5.392133	341,1
Sur	04/12/06	14:23	36.097050	-5.374283	532,2
Norte	04/12/06	15:16	36.135033	-5.391850	345,5
Sur	04/12/06	17:01	36.097752	-5.374417	533,3
Norte	04/12/06	17:52	36.135983	-5.392083	334,2
Sur	04/12/06	19:22	36.098900	-5.374817	526,8

Tabla 2.6 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 12-13/11/2006 en la zona del talud.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
norte	12/11/06	18:26	36.163551	-5.401350	144,6
Sur	12/11/06	18:53	36.137917	-5.387650	299
norte	12/11/06	19:59	36.163300	-5.399450	150,2
Sur	12/11/06	20:20	36.138550	-5.387567	292,2
norte	12/11/06	21:22	36.162300	-5.399933	159,0
Sur	12/11/06	21:46	36.138832	-5.387800	294,0
norte	12/11/06	22:51	36.164417	-5.401050	134
Sur	12/11/06	23:14	36.138535	-5.386950	278,1
norte	13/11/06	00:21	36.162601	-5.400400	156,2
Sur	13/11/06	00:44	36.138668	-5.387600	294,3
norte	13/11/06	01:49	36.164200	-5.400434	138,8
Sur	13/11/06	02:12	36.137749	-5.387650	293,3
norte	13/11/06	03:19	36.164467	-5.400466	136
Sur	13/11/06	03:44	36.137917	-5.387600	293,2
norte	13/11/06	04:51	36.164165	-5.400300	139,8
Sur	13/11/06	05:16	36.137482	-5.387100	279,6
norte	13/11/06	06:25	36.164150	-5.400650	138
Sur	13/11/06	06:55	36.138218	-5.387233	283

Tabla 2.7 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 06-07/12/2006 en la zona del talud.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
norte	06/12/06	21:24	36.163448	-5.400450	146,4
Sur	06/12/06	21:44	36.138668	-5.387917	297,9
norte	06/12/06	22:58	36.163101	-5.400150	151,7
Sur	06/12/06	23:22	36.138802	-5.388550	305,6
norte	07/12/06	00:27	36.163082	-5.400317	152,3
Sur	07/12/06	00:49	36.140018	-5.388433	300,8
norte	07/12/06	01:54	36.164883	-5.400667	131,1
Sur	07/12/06	02:26	36.138149	-5.387483	290,2
norte	07/12/06	03:24	36.164284	-5.400967	137
Sur	07/12/06	03:51	36.137249	-5.386350	262,6
norte	07/12/06	04:56	36.164215	-5.400633	138,7
Sur	07/12/06	05:20	36.137535	-5.387333	285,9
norte	07/12/06	06:28	36.163651	-5.400567	144,9
Sur	07/12/06	06:50	36.138199	-5.387100	289
norte	07/12/06	07:50	36.162533	-5.399883	158
Sur	07/12/06	08:18	36.138248	-5.387866	298
norte	07/12/06	09:16	36.162350	-5.399917	159,7
Sur	07/12/06	09:38	36.138618	-5.388134	302,6

Tabla 2.8 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 16/11/2006 en la malla.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
1	16/11/06	06:24	36.147549	-5.425500	36,7
2	16/11/06	06:49	36.153683	-5.401000	157,1
3	16/11/06	07:20	36.160015	-5.380483	175,9
4	16/11/06	08:13	36.134418	-5.367800	36,8
5	16/11/06	09:22	36.128948	-5.391067	210,5
6	16/11/06	09:57	36.121933	-5.414484	49,7
7	16/11/06	11:06	36.090118	-5.426450	27,3
8	16/11/06	11:25	36.094917	-5.405933	65,4
9	16/11/06	11:52	36.101318	-5.380317	67
10	16/11/06	12:45	36.102982	-5.350433	62,9

Los perfiles en el eje del canal (Figura 2.4b) se realizaron entre las 06:15 y las 17:45 del día 15 de noviembre durante la primera fase, y entre las 07:30 y las 19:30 del día 4 de

diciembre en la segunda fase. Las Tablas 2.4 y 2.5 recogen información adicional sobre la realización de dichos perfiles en la primera y en la segunda fase, respectivamente.

Los perfiles en la zona del talud (Figura 2.4c) se llevaron a cabo entre las 18:15 del día 12 de Noviembre y las 07:00 del día 13 de noviembre en la primera fase, y entre las 21:30 del día 6 de diciembre y las 09:45 del día 7 de Diciembre en la segunda fase. Las Tablas 2.6 y 2.7 recogen información adicional sobre la realización de dichos perfiles en la primera y en la segunda fase, respectivamente.

Tabla 2.9 Información sobre los perfiles CTD realizados el día 05/12/2006 en la malla.

Estación	Día	Hora (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Sonda (m)
18	05/12/06	08:07	36.056999	-5.328683	550,9
17	05/12/06	09:06	36.048565	-5.352867	779,6
16	05/12/06	09:44	36.042049	-5.381267	491,8
15	05/12/06	10:22	36.034416	-5.407750	423,1
14	05/12/06	11:05	36.061317	-5.416083	49,4
13	05/12/06	11:26	36.066734	-5.394717	87,9
12	05/12/06	11:50	36.075016	-5.370817	439,3
11	05/12/06	12:30	36.084450	-5.349383	419,5
10	05/12/06	13:14	36.104885	-5.354567	68,4
9	05/12/06	13:46	36.099834	-5.377500	497,3
8	05/12/06	14:34	36.095367	-5.403600	69,8
7	05/12/06	15:01	36.088501	-5.426383	28,2
6	05/12/06	15:28	36.121666	-5.416500	43,5
5	05/12/06	15:48	36.129951	-5.392883	255,8
4	05/12/06	16:16	36.133598	-5.370600	47,6
3	05/12/06	16:44	36.158249	-5.379783	75,8
2	05/12/06	17:03	36.152950	-5.397984	210,5
1	05/12/06	17:34	36.146732	-5.423033	42,1

Los perfiles en la malla CTD (Figura 2.4d) consistieron en una red de 18 estaciones repartidas uniformemente dentro de la bahía y en la zona de comunicación con el Estrecho de Gibraltar. Se llevaron a cabo durante la primera fase el día 16 de noviembre entre las 06:15 y las 13:00, mientras que durante la segunda fase se desarrolló entre las 08:00 y las 17:45 del día 5 de diciembre. Debido a las condiciones meteorológicas adversas en la primera fase, no se consiguió realizar la totalidad de las estaciones (se

efectuaron 10 estaciones). Durante la segunda fase, y para prevenir un problema parecido, se decidió comenzar la malla por las estaciones del exterior. Las Tablas 2.8 y 2.9 recogen información adicional sobre la realización de dichos perfiles en la primera y en la segunda fase, respectivamente.

- Fondeos

La red de fondeos desplegada durante la campaña “Algeciras 2006” respondía a la necesidad de obtener información simultánea y en varios puntos estratégicos que permitiera realizar una caracterización espacio-temporal del campo de corrientes así como corroborar la posible existencia de la estructura bicapa dentro de la bahía y estudiar sus características. Para ello, se optó por 5 fondeos (Figure 2.4e) en 5 puntos, repartidos entre el eje de la boca y el eje del canal de la bahía.

En la zona de Punta Carnero ($36^{\circ} 04.92' \text{ N}$, $5^{\circ} 25.29' \text{ W}$) (Figura 2.4e1), se instaló un perfilador ADCP Nortek AWAC apoyado sobre el fondo, a 21m de profundidad. El dispositivo se ubicó dentro de una estructura de hierro en forma de paralelepípedo y provista de sistema cardan para garantizar su verticalidad. Dicho perfilador estaba equipado, además del sensor de velocidad y dirección de la corriente, con sensores de presión y de temperatura, midiendo con un intervalo de muestreo de 10 min. La serie de datos comienza el 08/11/2006 a las 08:00 y termina el 20/12/2006 a las 11:30.

En el punto más profundo de la bahía (520 m) a lo largo del eje de su boca ($36^{\circ} 05.55' \text{ N}$, $5^{\circ} 22.46' \text{ W}$) (Figura 2.4e2), se instaló un perfilador ADCP RDI de 75 kHz, a 10 m sobre el fondo, dentro de una estructura metálica ligada a una boya de modo que se obtengan medidas de corrientes en toda la columna de agua. Este dispositivo no se pudo recuperar debido a un problema de enganche del liberador acústico con las redes de pesca.

En cercanía de Punta Europa ($36^{\circ} 05.98' \text{ N}$, $5^{\circ} 21.40' \text{ W}$) (Figura 2.4e3) se instaló una línea con 2 correntímetros Aanderaa RCM7, a profundidades de 20 y 180 m, sobre una línea batimétrica de 210 m. Además de los sensores de dirección e intensidad de corriente, dichos dispositivos estaban equipados con sensores de temperatura, conductividad y presión, midiendo con un intervalo de muestreo de 10 min. El periodo total de fondeo se extiende entre el 13/11/2006 a las 10:20 y el 06/12/2006 a las 11:30. A causa de las redes de pesca, el correntímetro más profundo perdió el rotor el día

23/11/2006 a las 05:30, y por tanto, a partir de esa fecha no disponemos de datos correspondientes a la velocidad de corriente a esa profundidad.

En el eje del canal, y a una profundidad de 210 m ($36^{\circ} 09.43' \text{ N}$, $5^{\circ} 23.90' \text{ W}$) (Figura 2.4e4) se instaló una línea provista de 3 CTD SAIV a profundidades de 40 m (capa superficial), 100 m (previsiblemente la zona interfase) y 180 m (capa profunda). Las sondas estaban equipadas con sensores de temperatura, conductividad y presión midiendo a alta frecuencia (1 min). El periodo total de fondeo se extiende entre el 13/11/2006 a las 09:15 y el 06/12/2006 a las 12:40.

Finalmente, siguiendo la misma dirección hacia el interior de la bahía ($36^{\circ} 10.64' \text{ N}$, $5^{\circ} 24.35' \text{ W}$) (Figura 2.4e5), se instaló un perfilador Aanderaa RDGP 600, apoyado sobre el fondo a 16 m de profundidad y equipado, además del sensor de velocidad y dirección de la corriente, con sensores de presión, conductividad, temperatura, y oxígeno disuelto midiendo a alta frecuencia (3 min). El periodo total de fondeo se extiende entre el 02/12/2006 a las 10:00 y el 17/12/2006 a las 17:30.

2.4 Campaña “Gibraltar 08” (Septiembre-Octubre 2008)

La campaña “GIBRALTAR 08” se desarrolló en el marco del proyecto del Plan Nacional de I+D+I “Procesos submesoescalares de transporte, mezcla y difusión en el Estrecho de Gibraltar” (CTM2005-08142-CO3-01/MAR). En dicha campaña se pudo disponer del B/O Sarmiento de Gamboa durante 28 días, de la aeronave CASA 212 del INTA y del escáner hiperespectral (AHS) que portaba, el cual permitió obtener imágenes de temperatura superficial del mar con una resolución espacial de 7 m. Además, como complemento importante a estos datos se realizaron tres fondeos: dos perfiladores de corriente, uno en el borde costero de la costa española y otro en la costa marroquí, y una línea de tres correntímetros monopunto fondeada al norte de la meseta del umbral de Camarinal (a 60, 100 y 150 m de profundidad).

El objetivo de esta campaña era la descripción del sistema de corrientes del Estrecho de Gibraltar y la distribución de variables biológicas, con objeto de validar y perfeccionar los modelos 2D que se han propuesto para la zona. La campaña principal se divide en varias fases, no obstante, describiremos únicamente los datos recogidos durante

la fase llamada “Camarinal”, que son los datos usados en el desarrollo del presente trabajo. Las tareas realizadas son las siguientes:

- Fondeos

Se han fondeado dos perfiladores de corriente en los bordes costeros del Estrecho, uno situado en el Bajo de los Cabezos, en la costa española y el otro frente a la costa de Tánger (Figura 2.5). La Tabla 2.10 recoge información detallada sobre ambos fondeos.

Ambos perfiladores se fondearon en zonas someras de 20 m de profundidad aproximadamente. En el Bajo de Los Cabezos se utilizó un perfilador Nortek AWAC dentro de una estructura metálica (Figura 2.6a), mientras que en Tánger se hizo uso de un perfilador Nortek Aquapro dentro de una estructura en fibra de vidrio (Figura 2.6b).

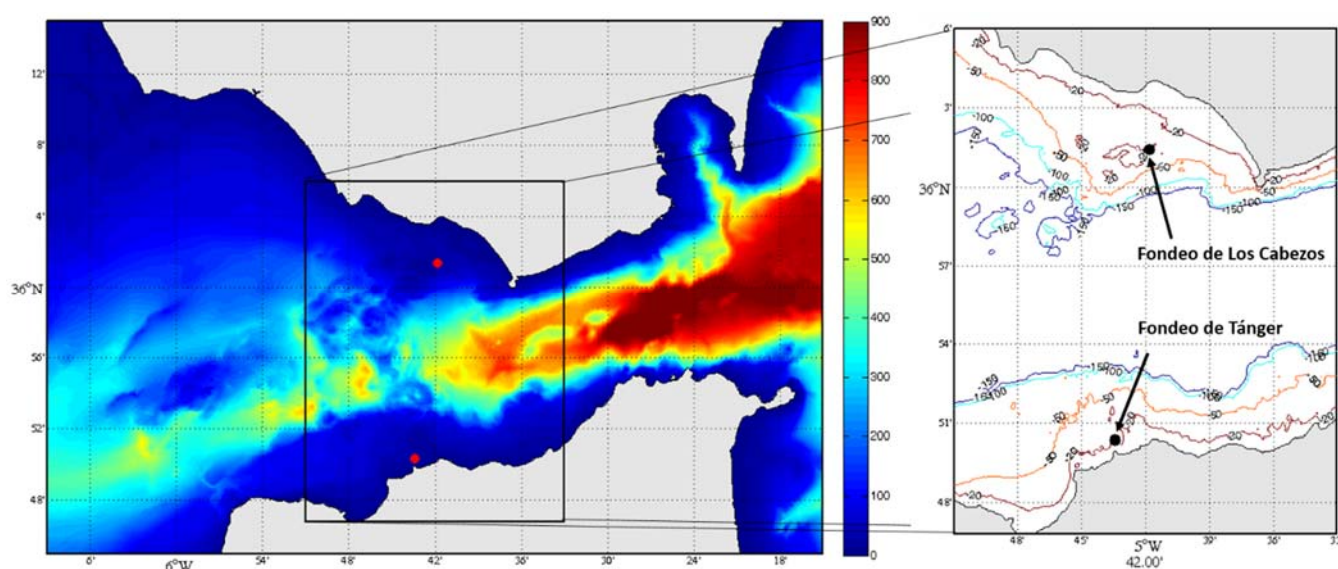


Figura 2.5 Batimetría den Estrecho de Gibraltar (m) (izquierda) y localización de los fondeos de perfiladores de corriente realizados en la campaña “Gibraltar o8”.

Tabla 2.10 Información sobre los dos fondeos realizados en la campaña “Gibraltar o8”.

Fondeo	Fecha inicial	Fecha final	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Intervalo de muestreo	Tamaño de celda	Numero de celdas
Bajo de Los Cabezos	07/01/2009	21/04/2009	36.0232	-5.697	2 min	1 m	17
Tánger	24/09/2008	18/10/2008	35.8392	-5.724	15 min	2 m	8

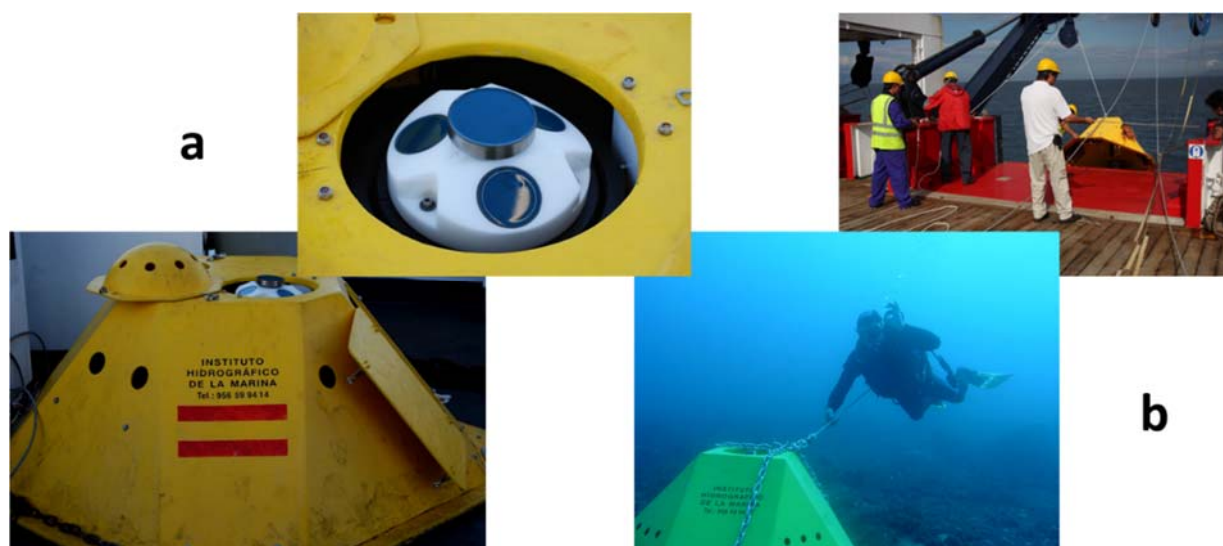


Figura 2.6 Perfiladores de corriente fondeados en la campaña “Gibraltar 08”. **(a)** Nortek AWAC fondeado en el Bajo de Los Cabezos, **(b)** Nortek Aquapro fondeado en Tánger.

- Transectos ADCP

Se ha utilizado el perfilador de corriente del B/O Sarmiento de Gamboa (ADCP OceanSurveyor de 75 y 150 kHz), para realizar seis transectos el día 17 de septiembre (fase 1), que volvieron a repetirse el día 20 de septiembre (fase 2) (Figura 2.7). El recorrido de los transectos del día 17 coincidió con el vuelo realizado por un avión del Instituto Nacional de Técnicas Aeroespaciales.

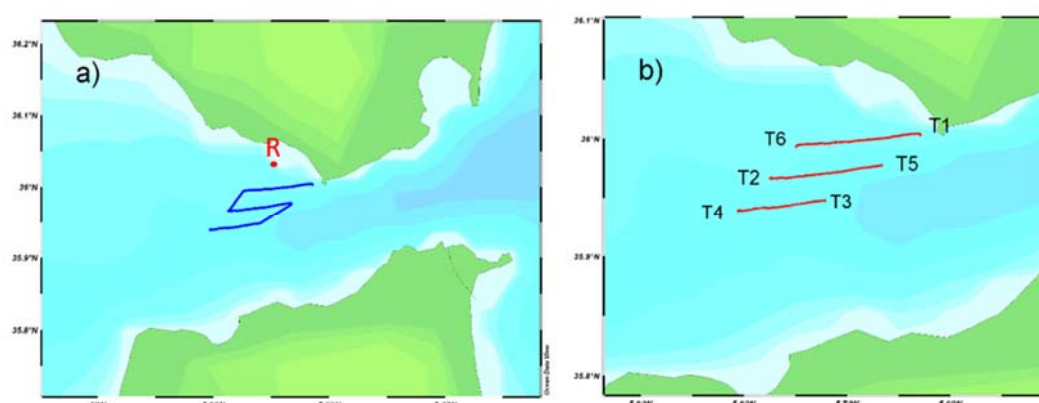


Figura 2.7 **(a)** Recorrido completo del B/O Sarmiento de Gamboa en las fases Camarinal 1 y 2. R es el punto de vertido de la Rodamina. **(b)** Transectos seleccionados para ambas fases, numerados al comienzo de éstos.

El ADCP fue configurado de forma que tomara un dato por minuto en 80 celdas espaciadas 8 metros entre sí, situándose la primera celda a una profundidad de 16 metros.

En cada una de las dos fases Camarinal se seleccionaron seis transectos longitudinales; tres de ida y tres de vuelta (Figura 2.7). En el transcurso de estos transectos se registraron datos en continuo de temperatura, salinidad y fluorescencia mediante el termosalinógrafo y fluorímetro del barco. En las Tablas 2.11 y 2.12 se recoge información detallada sobre cada uno de los transectos realizados.

Tabla 2.11 Información sobre los transectos analizados durante la fase Camarinal 1 el día 17/09/2008. La denominación de cada transecto incluye el día en cuestión y el número del transecto.

Transecto	Hora inicial (UTC)	Longitud inicial (°E)	Latitud inicial (°N)	Hora final (UTC)	Longitud final (°E)	Latitud final (°N)
T1_D17_0908	8:59	-5.628843	36.003258	10:06	-5.749238	35.993462
T2_D17_0908	10:26	-5.773791	35.967205	11:20	-5.666378	35.977589
T3_D17_0908	11:54	-5.721162	35.947971	12:34	-5.805291	35.938793
T4_D17_0908	12:36	-5.802262	35.938721	12:58	-5.758095	35.942280
T5_D17_0908	13:44	-5.664669	35.974781	14:34	-5.766654	35.964798
T6_D17_0908	15:00	-5.745162	35.993366	15:58	-5.627168	36.003357

Tabla 2.12 Información sobre los transectos analizados durante la fase Camarinal 2 el día 20/09/2008. La denominación de cada transecto incluye el día en cuestión y el número del transecto.

Transecto	Hora inicial (UTC)	Longitud inicial (°E)	Latitud inicial (°N)	Hora final (UTC)	Longitud final (°E)	Latitud final (°N)
T1_D20_0908	17:14	-5.626186	36.004627	18:13	-5.747068	35.992710
T2_D20_0908	18:34	-5.772604	35.965935	19:26	-5.666393	35.975155
T3_D20_0908	19:57	-5.718953	35.947376	20:40	-5.805905	35.939129
T4_D20_0908	20:40	-5.805905	35.939129	21:22	-5.720475	35.947617
T5_D20_0908	21:54	-5.664513	35.976334	22:50	-5.773671	35.966198
T6_D20_0908	23:10	-5.748000	35.993080	00:06	-5.635341	36.001888

- Experimento con Rodamina

Como operación coordinada adicional durante la fase Camarinal 1, se llevó a cabo un experimento con la Rodamina (sustancia trazadora). Se vertió una solución concentrada de Rodamina en la zona costera, y se siguió la evolución de la concentración de dicha sustancia en continuo por fluorimetría a lo largo del transecto. El vertido tuvo

lugar en el punto 5° 41.5' W, 36° 02.0' N (Figuras 2.7 y 3.6) el 17 de Noviembre a las 09:30.

- Medida de temperatura superficial con sensor aerotransportado

Las imágenes de alta resolución (7 m) de temperatura superficial fueron adquiridas por el Área de Teledetección del Departamento de Observación de la Tierra, Teledetección y Atmósfera del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) mediante un escáner hiperspectral montado en la aeronave “Paternina” modelo CASA 212-200 N/S 270.

Durante los vuelos se mantuvo una velocidad nominal de pasada de 72 m/s (140 nudos), a una altitud de 2751 m sobre el nivel medio del mar. En la tabla 2.13 se muestran los parámetros de configuración del escáner hiperspectral aerotransportado que permitió el registro de las imágenes de temperatura superficial.

Tabla 2.13 Información técnica sobre el escáner hiperspectral portado en el avión CASA 212-200 N/S 270

Escáner Hiperspectral Aerotransportado (AHS)	
Instalación del AHS	Abertura anterior del suelo de la cabina
Posicionamiento y orientación AHS	INS/GPS Applanix POS/AV 410 V5
Instalación de la (IMU)	Sobre módulo detector del AHS. Activa
Velocidad de barrido AHS	12.5 rps
IFOV/FOV del AHS	2.5 mrad/90 grados
Nº de píxeles por línea	750
Tamaño del píxel del AHS@nadir-GIFOV	6.9 m @ AGL 2751 m y GS 72 m/s
Solape longitudinal entre líneas AHS	16% @ GS 72 m/s (140 nudos)
Solape transversal entre pasadas AHS	30%
Cobertura del AHS	5502 m @ AGL 2571 m
Configuración espectral del AHS	80 bandas espectrales. VNIR, SWIR, MWIR y LWIR

Tabla 2.14 Información sobre el vuelo 1, realizado el 17/09/2008 durante la fase Camarinal 1.

Pasada	Hora (UTC)	Altitud (m)	Rumbo	Longitud/Duración
PA1	8:36	2751	300°	21 km /4 min 52 s
PA2	8:49	2751	120°	21 km /4 min 52 s
PA3	8:59	2751	300°	21 km /4 min 52 s
PA4	9:09	2751	120°	21 km /4 min 52 s
PA5	9:20	2751	300°	21 km /4 min 52 s
PA1	8:36	2751	300°	21 km /4 min 52 s

La realización tuvo lugar durante las mañanas de los días 17 y 19 de septiembre de 2008, con 2 vuelos diarios. Cada vuelo constó de cinco pasadas (Figura 2.8), cubriendo la zona marina comprendida entre Punta Camarinal y Tarifa. En las Tablas 2.14 y 2.15 se muestra la información detallada de cada una de las pasadas.

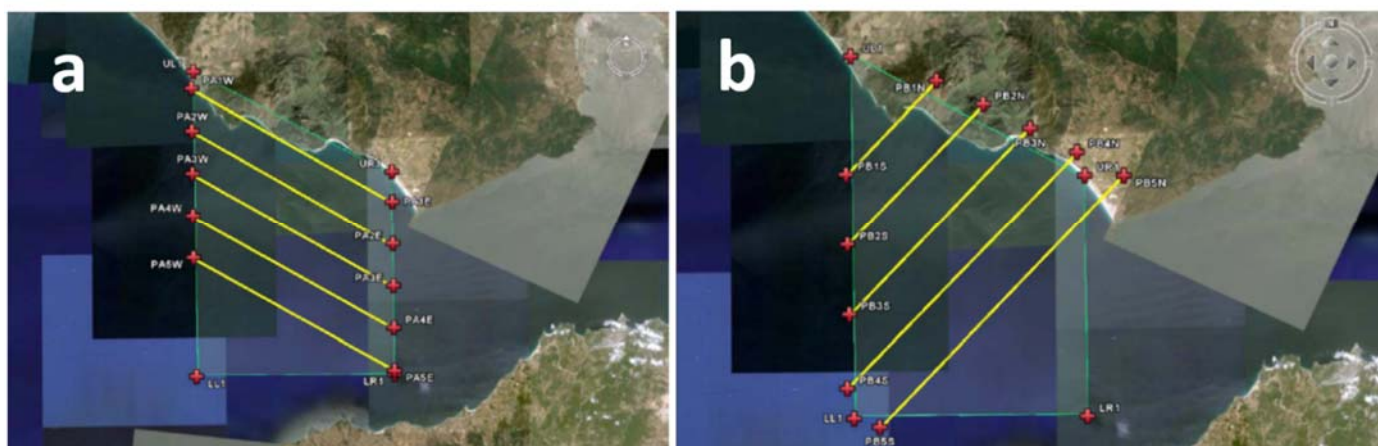


Figura 2.8 Localización de las diferentes pasadas sobre la zona de estudio realizadas el vuelo 1 (a) y vuelo 2 (b) de la fase Camarinal 1.

Tabla 2.15 Información sobre el vuelo 2, realizado el 17/09/2008 durante la fase Camarinal 1.

Pasada	Hora (UTC)	Altitud (m)	Rumbo	Longitud/Duración
PB1	13:13	2751	225°	10 km / 2 min 19 s
PB2	13:23	2751	45°	15 km / 3 min 28 s
PB3	13:34	2751	225°	20 km / 4 min 38 s
PB4	13:45	2751	45°	25.4 km / 5min53 s
PB5	13:57	2751	225°	27 km / 6 min 15 s
PB1	13:13	2751	225°	10 km / 2 min 19 s

3. Medidas de corrientes superficiales del sistema de radares costeros del Estrecho de Gibraltar

La medida de la intensidad y dirección de la corriente pueden ser efectuadas haciendo uso de radares costeros mediante análisis de los ecos resultantes de la dispersión de la radiación emitida por una o más fuentes radar.

Un sistema RADAR (Radio Detection And Ranging) consiste en un conjunto emisor-receptor de ondas de radio que permita localizar y calcular parámetros de movimiento de cuerpos iluminados por el haz de radiación emitido por el sistema. Para que se produzca la dispersión de la onda emitida sobre un objeto debe existir un cambio

significativo entre la constante dieléctrica del objeto y el medio sobre el que se propaga la emisión radar; una diferencia apreciable de densidades puede ser suficiente para permitir esta dispersión (que en general se regiría por las leyes de reflexión, refracción y difracción de la radiación electromagnética).

Generalmente, la reflexión de este tipo de ondas se ve favorecida cuando ésta se produce sobre materiales conductores como los metales, no obstante, jugando convenientemente con la longitud de onda de emisión es posible usar el radar para detección e identificación de cualquier objeto o superficie de densidad suficientemente diferente a la del medio circundante, como la superficie del mar (cuya reflexión se ve además especialmente favorecida por la salinidad del agua, que modifica la constante dieléctrica).

El efecto Doppler permite deducir no sólo la posición y la forma de un objeto a partir del análisis de las reflexiones radar, sino también su velocidad respecto al emisor. Para obtener las componentes del vector velocidad bastaría con el empleo de más de una estación emisora, convenientemente emplazada.

Los radares empleados para la obtención de los parámetros de la corriente superficial utilizan emisiones de radio de alta frecuencia (de 3 a 30 MHz), instalados en estaciones fijas terrestres. La tecnología para el seguimiento del oleaje se basa en la aplicación de la dispersión de Bragg generada por el oleaje.

El radar transmite una señal polarizada verticalmente que, al incidir sobre la superficie del mar es dispersada en múltiples direcciones, actuando el océano como una gran red de difracción. La difracción de alta frecuencia dispersada al incidir sobre la superficie del océano es reflejada en la misma dirección de emisión sólo cuando la longitud de onda del oleaje corresponde justamente a la mitad de la longitud de onda de emisión radar.

En ausencia de corriente, las señales eco de primer orden en el espectro Doppler aparecen en forma de picos agudos equiespaciados respecto a la señal transmitida (Figura 2.9). Cuando subyace una corriente superficial bajo este oleaje, la velocidad de ésta se calcula a partir de la desviación experimentada por estos ecos. La corriente actuaría así como una gran cinta transportadora en movimiento sobre la que se establece el patrón de oleaje medido. Dado que la velocidad obtenida es la componente radial (de alejamiento o acercamiento) respecto a la estación emisora, la conjunción de dos o más estaciones

permitirá calcular las componentes de la velocidad. Bastaría con que las direcciones radiales de emisión de dos estaciones no fuesen paralelas o cuasi-paralelas para poder descomponer la información vectorial medida en un sistema de dos coordenadas.

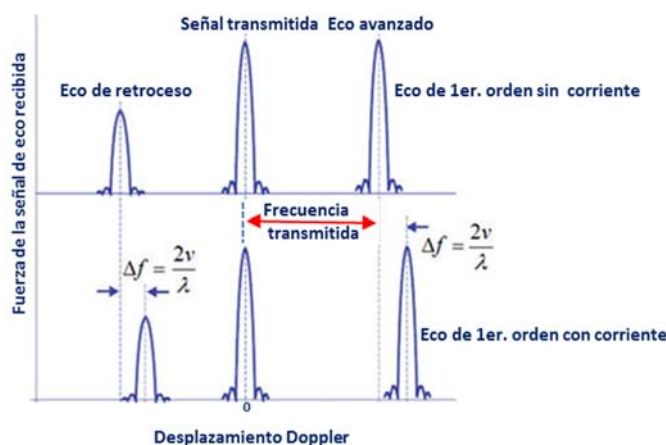


Figura 2.9 Espectro de dispersión resultante de la reflexión en el oleaje del haz de alta frecuencia con una corriente subyacente y en ausencia de ella (Modificado de Barrick et al., 1986).

$$\pm f_d = 2 \frac{v_{ph}}{\lambda} = 2 \sqrt{\frac{gL/2\pi}{\lambda}} = \sqrt{g/\pi\lambda} \quad [2.1]$$

f_d ó Δf representa la desviación detectada en la frecuencia recibida, relacionada por efecto Doppler con la velocidad de la corriente, λ es la longitud de onda del radar, $L=\lambda/2$ la longitud de onda del oleaje responsable de la dispersión de Bragg de primer orden y v_{ph} es la velocidad de fase de dichas ondas.

En el marco del presente trabajo, las medidas de velocidad y de dirección de corriente se han obtenido de la Red de Radares de alta frecuencia para la monitorización de corrientes superficiales y oleaje del Proyecto TRADE 2010-2012 (Trans-regional RAdars for Environmental applications). Se trata de un proyecto de cooperación transfronteriza, con la participación de Puertos del Estado, el Instituto Hidrográfico de Portugal y la Universidad de Cádiz. El objetivo principal del proyecto consiste en prevenir los riesgos asociados a la navegación en el Golfo de Cádiz. El área de estudio abarca desde el Estrecho de Gibraltar hasta el cabo San Vicente, ya que este corredor marítimo es uno de los de mayor intensidad de tráfico de petroleros, quimiqueros y derivados, y por tanto de gran relevancia en la gestión medio-ambiental y turística de la zona.

Esta red está equipada con radares estándar SeaSonde System que trabajan con una frecuencia de transmisión de 26,275 MHz, un ancho de banda de 150 kHz, una

resolución radial de 1km y una resolución angular de 5° . Los ángulos de incidencia están comprendidos entre 15° y 165° , obteniéndose una cobertura efectiva aproximada de 600 km². Los alcances para las tres antenas instaladas en Ceuta, Punta Carnero y Tarifa son 35, 40 y 26 km respectivamente.

Los datos utilizados en el presente trabajo son horarios y corresponden a los meses de abril y mayo de 2012. Presentan una malla ortogonal de 2501 puntos (61x41), con una resolución espacial de 1 km. Dichos datos se procesan en MATLAB, donde se eliminan las señales en los nodos donde falten datos por un periodo mayor a 2 h. Como resultado, las componentes u y v de la corriente superficial se obtuvieron analizando 695 puntos de la malla (Figura 2.10).

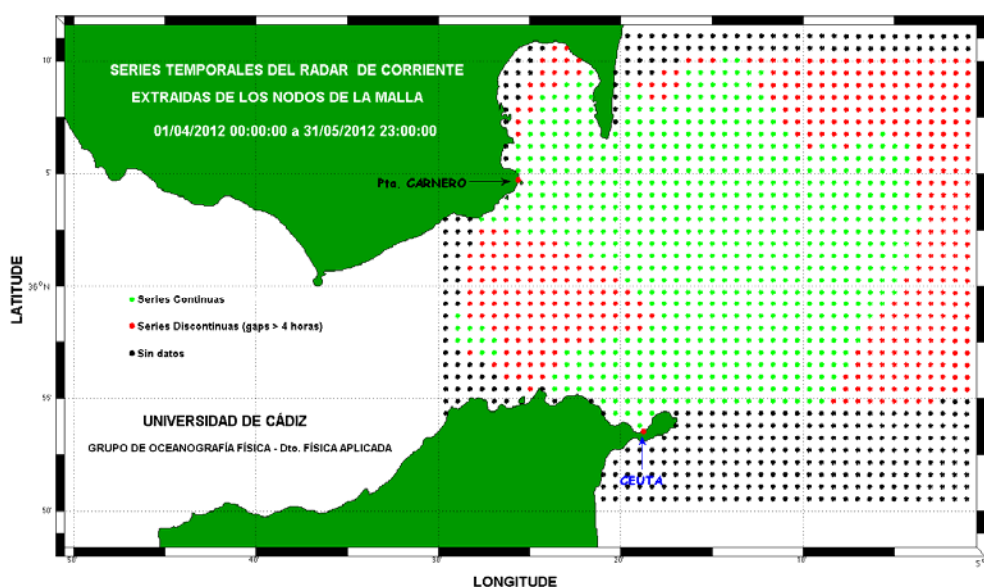


Figura 2.10 Malla original de los datos de corriente superficial para el periodo abril-mayo de 2012. Únicamente los nodos de color verde se han tenido en cuenta en los análisis correspondientes.

4. Imágenes de satélite

4.1 Imágenes del sensor AVHRR

Las imágenes SST del sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) correspondientes a la zona del Estrecho de Gibraltar son adquiridas en tiempo real a través de la antena DARTCOM (HRPT/CHRPT/SeaWIFS) de 1.5 m de diámetro instalada en el Centro Andaluz de Ciencias y Tecnologías Marinas (CACYTMAR) (Figura 2.11a). Esta antena recibe datos diarios de los sensores AVHRR a bordo de los

satélites NOAA 12, 15, 16 y 17. Cada satélite envía dos imágenes diarias (diurna y nocturna), de modo que se podría disponer de hasta un total de ocho imágenes por día.

Una vez recibidas, las imágenes se visualizan mediante el software Dartcom iDAP, diseñado para el tratamiento primario de estos datos (Figura 2.11b). A continuación, se llevaba a cabo el tratamiento final de las imágenes en MATLAB utilizando el algoritmo MCSST (Multichannel Sea Surface Temperature) para el cálculo de la temperatura superficial del mar.

4.2 Imágenes de los sensores MODIS y VIIRS

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es un radiómetro a bordo de los satélites AQUA y TERRA, que cubren la totalidad de la superficie terrestre en 2 días. Sus 36 bandas espectrales permiten la medición de varios parámetros oceanográficos simultáneamente, entre los cuales destacan la concentración de la clorofila “a” y la temperatura superficial. La combinación de los datos del sensor MODIS a bordo de los dos satélites nos permite obtener 4 imágenes diarias (2 diurnas y 2 nocturnas) con una resolución espacial nominal de 1 km.

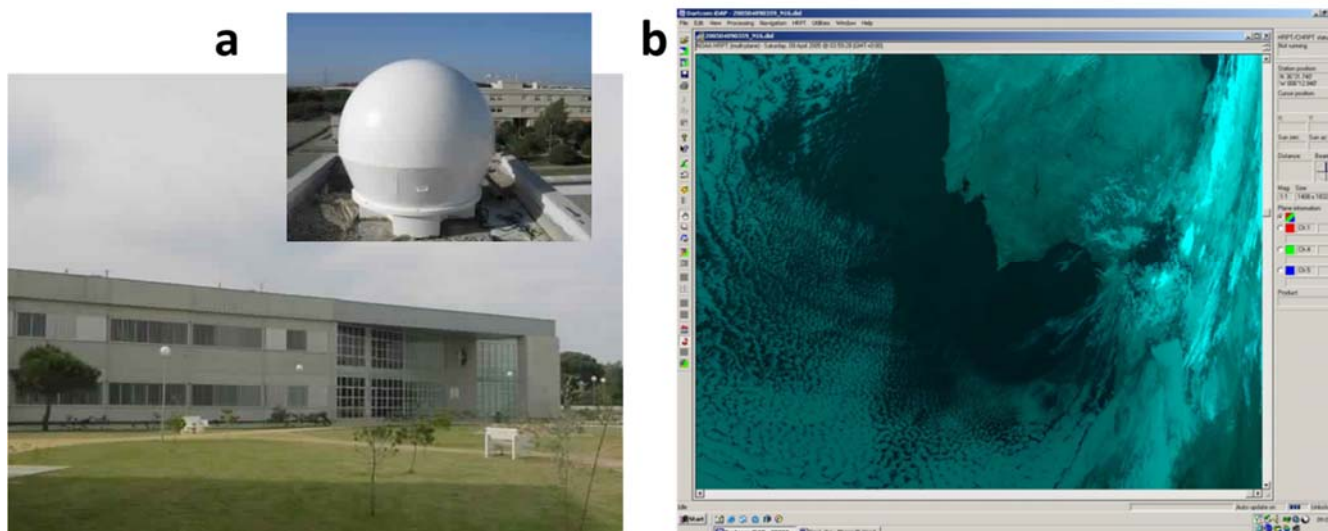


Figura 2.11 Recepción y tratamiento de imágenes de temperatura superficial del sensor AVHRR en tiempo real. **(a)** Antena de recepción DARTCOM ubicada en la azotea del edificio del Centro Andaluz de Ciencia y Tecnología Marinas (Cacytmar), **(b)** detalle del software Dartcom iDAP para captura y tratamiento de las imágenes.

El sucesor del sensor MODIS es el sensor VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite), que es un radiómetro a bordo del satélite Suomi National Polar-orbiting Partnership (NPP), que cubre prácticamente la totalidad de la superficie terrestre

cada día. Este sensor tiene una resolución espacial nominal de 750 m, y cuenta con 22 bandas espectrales que permiten medir, entre otros parámetros, la temperatura superficial del mar y la concentración de clorofila “a”.

Los datos utilizados en el presente trabajo fueron descargados del portal OceanColor (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>), responsabilidad del grupo Ocean Biology Processing Group (OBPG) de la Nasa. Dicho portal permite la descarga de los datos de varios niveles (0, 1, 2 y 3) que se corresponden con etapas de procesamiento de las imágenes, yendo desde los datos brutos recibidos directamente desde el sensor (nivel 0) hasta la obtención de mapas globales promediadas espacialmente (nivel 3). Los datos de temperatura superficial correspondientes al sensor VIIRS fueron descargados del servidor FTP del Centro de Distribución de Datos de Oceanografía Física (PODAAC) de la Nasa (<ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov>).

Para aprovechar toda la resolución espacial y temporal que ofrece el sensor, se optó por trabajar con los datos del nivel 2. En dicho nivel, la información para cada pixel ya está transformada a valores geofísicos derivados de la radiancia del nivel 1 al aplicar la calibración del sensor, las correcciones atmosféricas y los algoritmos de los parámetros geofísicos. Los datos son almacenados en ficheros de formato HDF5 (Hierarchical Data Format) y recientemente en formato netCDF4 (Network Common Data Form). Los datos de cada fichero contienen información respecto a una parte de la pasada del satélite correspondiente a 5 min de medición para el sensor MODIS, y aproximadamente 1.5 minutos para el sensor VIIRS. La resolución de las imágenes es de 1354x2030 ó 1354x2040 pixeles para MODIS y 3200x768 para VIIRS.

El tratamiento inicial de los datos se realiza con la ayuda del software SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System) de la NASA (Figura 2.12). La calidad de los datos de cada pixel viene indicada por la variable “Quality flag”, que va de 0 (mejor calidad) hasta 4 (peor calidad). Un factor implícito en la calidad de los datos es la contaminación de los pixeles por nubes, y por tanto, la aplicación de un filtro en función del criterio de calidad elegido es crucial para quedarse únicamente con los datos fiables. En este sentido, es importante tener especial cuidado al aplicar el filtro, ya que el algoritmo utilizado para clasificar los pixeles suele confundir las zonas de afloramiento, dónde generalmente las temperaturas superficiales son muy bajas, con nubes.

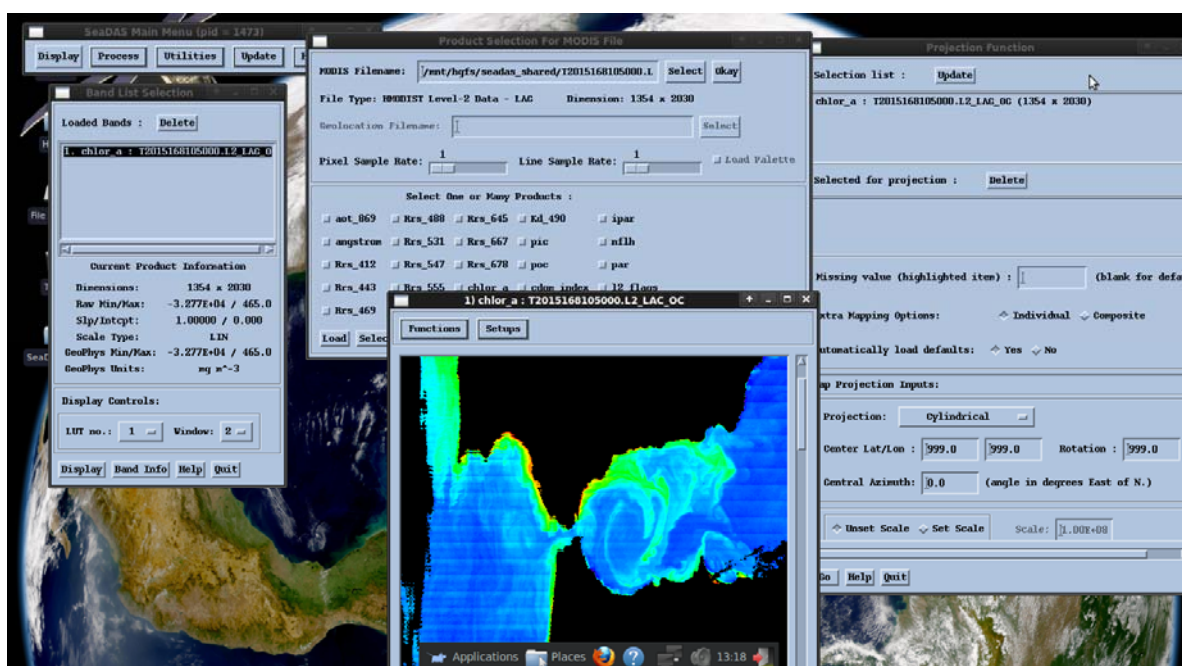


Figura 2.12 Tratamiento de los datos del sensor MODIS con el software SEADAS.

La etapa siguiente consiste en proyectar los datos, ya que éstos están referidos a la superficie terrestre, y por tanto hay que elegir una proyección adecuada, en nuestro caso Mercator, para visualizar y posicionar los datos correctamente. Finalmente, se procede a exportar el resultado en formato ASCII para su tratamiento final y representación gráfica en MATLAB.

5. Modelos numéricos

5.1 Modelo atmosférico MM5

El modelo MM5 (Dudhia, 1993; Grell et al., 1995) es la quinta generación del modelo de mesoscala desarrollado por la Pennsylvania State University junto con el National Center for Atmospheric Research (NCAR).

Entre las características del modelo destaca la posibilidad de configurarse en modo hidrostático o no-hidrostático, trabaja en coordenadas verticales sigma siguiendo el terreno y resuelve las ecuaciones primitivas en diferencias finitas. La versión utilizada es la 3.7 y cuenta con los módulos siguientes (Reyes, 2015):

- Módulo TERRAIN: en él se configuran los dominios y se especifica la altura del terreno y los usos de suelo.

- Módulo REGRID: en él se introducen la información meteorológica en niveles de presión, de análisis, o resultados de otros modelos para servir como condiciones de frontera o condiciones iniciales.
- Módulo INTERPF: interpola los niveles de presión en el sistema de coordenadas sigma para generar los archivos de contorno y de condiciones iniciales que necesita el modelo.
- Módulo NESTDOWN: en él se realiza el anidamiento, interpolando horizontalmente los datos al dominio anidado creando las condiciones iniciales y de contorno para éste.
- Módulo MM5: en él se ejecuta el modelo.

El diagrama de flujo a través de los diferentes módulos del modelo se representa en la figura 2.13. Para la ejecución, se prepara una malla 3D cuyo límite inferior es la topografía discretizada, el límite superior viene impuesto por el nivel de presión 100 hPa y los límites laterales abiertos pero bien establecidos.

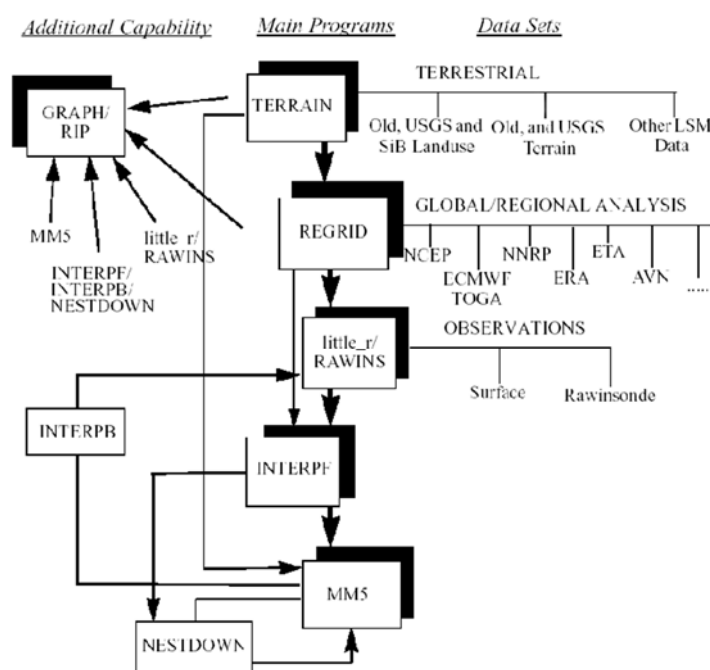


Figura 2.13 Diagrama de flujo entre los diferentes módulos del modelo MM5 (Grell et al., 1994)

En la coordenada vertical, todas las variables excepto la componente vertical de la velocidad del viento se definen en el centro de cada capa sigma. Para la discretización horizontal se usa una malla regular Arakawa-B (Arakawa and Lamb, 1977) donde las variables escalares y la componente vertical de la velocidad del viento están definidas en

el centro de cada celda y las componentes horizontales del viento en los vértices de la misma. El esquema de integración en el tiempo es el de "leap-frog step" de segundo orden, que utiliza diferencias centradas.

Para la puesta en marcha del modelo en alta resolución para la zona del Estrecho de Gibraltar, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, se han definido 3 dominios anidados utilizando la proyección de Lambert (Figura 2.14). La configuración de anidamiento utilizada es la unidireccional "one-way" debido a sus bajos costes computacionales (Reyes, 2015).

El dominio "madre" D1 tiene una resolución horizontal de 30 km y está centrado en 11° W, 43.15° N (Figura 2.14). El dominio intermedio D2 tiene una resolución horizontal de 10 km, mientras que el dominio D3 está centrado en el Estrecho de Gibraltar con una resolución horizontal de 3.3 km (Figura 2.14).

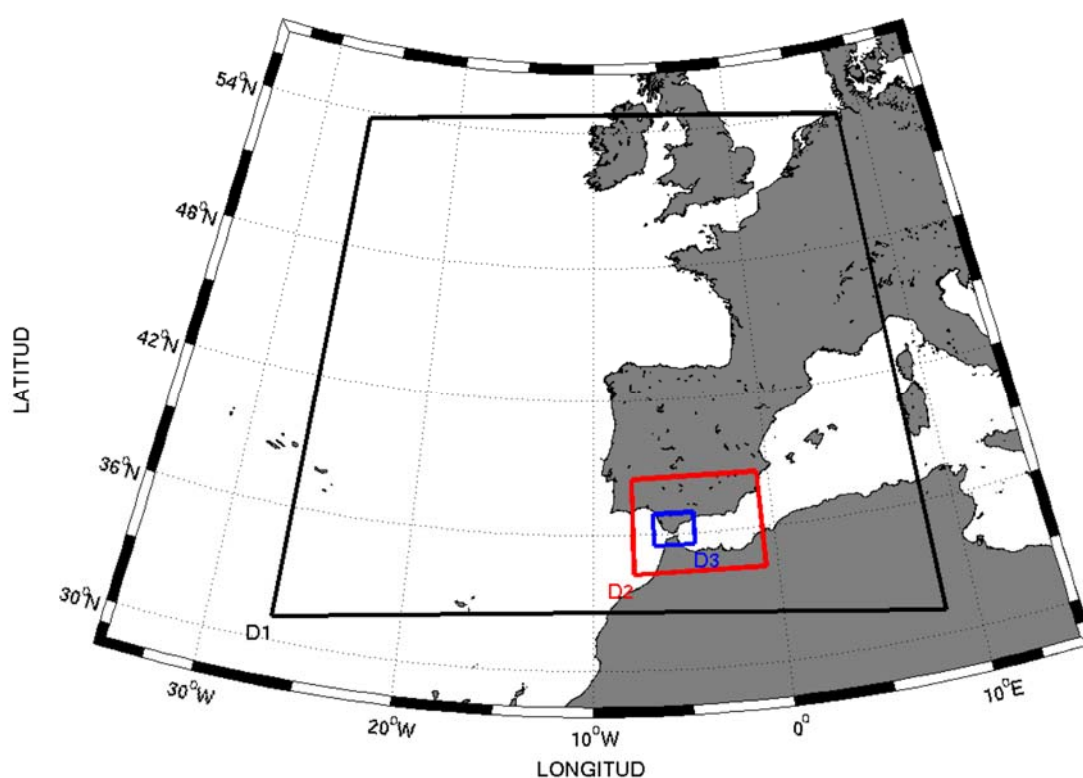


Figura 2.14 Dominios anidados para la implementación del modelo MM5 a alta resolución en el Estrecho de Gibraltar (Reyes, 2015).

En los experimentos de retrosimulación, se han utilizado las condiciones iniciales y de contorno de GFS-ANL (Global Forecast System - Analysis Only) (Kalnay et al., 1996) disponibles en (<http://nomads.ncdc.noaa.gov/>) con una resolución espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ y temporal de 6 h. En cambio, en el modo pre-operacional, el modelo se ejecuta

diariamente, con un horizonte de predicción de 72 h, utilizando la salida de la ejecución operacional del MM5 a 30 km provista por MeteoGalicia, y recientemente, las salidas del WRF-ARW a 36 km. Las predicciones en el modo pre-operacional se pueden consultar en (<http://oceand.uca.es/prediccion>) (Reyea, 2015).

5.2 Modelo hidrodinámico UCA2.5D

El modelo UCA2.5D (Izquierdo et al., 2001, Reyes, 2015) es un modelo hidrodinámico implementado para el Estrecho de Gibraltar en coordenadas curvilíneas ajustadas al contorno del dominio. El modelo representa, en dos dimensiones, el flujo de intercambio mediante dos capas superpuestas de fluidos inmiscibles de densidad constante y diferente para cada una de las capas y resuelve las ecuaciones no lineales de aguas someras.

Las ecuaciones de momentum, en términos de transporte, en coordenadas cartesianas para ambas capas son:

$$\frac{\partial(h_1 \mathbf{u}_1)}{\partial t} + \nabla \cdot h_1 \mathbf{u}_1 \mathbf{u}_1 + f \mathbf{k} \times h_1 \mathbf{u}_1 + g h_1 \nabla \zeta_1 = -\frac{\tau_1}{\rho_1} \quad [2.2]$$

$$\frac{\partial(h_2 \mathbf{u}_2)}{\partial t} + \nabla \cdot h_2 \mathbf{u}_2 \mathbf{u}_2 + f \mathbf{k} \times h_2 \mathbf{u}_2 + g \frac{\rho_1}{\rho_2} h_2 \nabla \zeta_1 + g' h_2 \nabla \zeta_2 = \frac{\tau_1 - \tau_2}{\rho_2} \quad [2.3]$$

Refiriéndose el índice 1 a la capa superior, y el índice 2 a la capa inferior. Las ecuaciones de continuidad serían:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \nabla \cdot h_1 \mathbf{u}_1 = 0 \quad [2.4]$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + \nabla \cdot h_2 \mathbf{u}_2 = 0 \quad [2.5]$$

∇ es el operador horizontal de Hamilton, f es el parámetro de Coriolis, h y \mathbf{u} son el espesor y el vector de velocidad promediados verticalmente en la capa en cuestión, respectivamente. $\zeta_1 = h_1 + h_2 - H$ es la elevación de la superficie libre y $\zeta_2 = h_2 - H$ es la profundidad de la interfase entre las dos capas. ρ_1 y ρ_2 son las densidades de las aguas atlánticas y mediterráneas respectivamente, y $g' = g(\rho_1 - \rho_2)/\rho_2$ es la gravedad reducida siendo g la aceleración de la gravedad. τ_1 y τ_2 son la tensión de fricción en la interfase y por fondo respectivamente.

Las ecuaciones se resuelven en una malla de Arakawa tipo C (Arakawa & Lamb, 1977) empleando el esquema semi-implícito de Crank-Nicolson en coordenadas curvilíneas ajustadas al contorno del dominio de integración (Figura 2.15). La malla tiene una resolución nominal de 0.125 km en el Estrecho de Gibraltar y de 1.0 km en el resto del dominio y fue construida en base a los datos batimétricos y la línea de costa de la base de datos ETOPO5 complementados con datos de las cartas batimétricas del Instituto Nacional de Geología y SECEG (1988).

En primer lugar, se obtiene una primera aproximación de la profundidad de la interfase y de la elevación de la superficie a partir de una solución estacionaria resultante de un experimento "lock-exchange" (Sein et al., 1998). Es decir, partiendo de una condición inicial en la que las aguas atlánticas ($\rho_1 = 1027 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y mediterráneas ($\rho_2 = 1029 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) están separadas artificialmente por una barrera localizada en la zona de mínima anchura del canal del Estrecho de Gibraltar y permanecen en equilibrio hidrostático (Figura 2.16a). Una vez se elimina la barrera, el agua atlántica, más ligera, fluye en superficie hacia el Mediterráneo y las aguas mediterráneas, más densas, salen en profundidad hacia el Atlántico (Figura 2.10b). Las soluciones de intercambio se obtienen de la integración del modelo a partir de condiciones iniciales de tipo "lock-exchange".

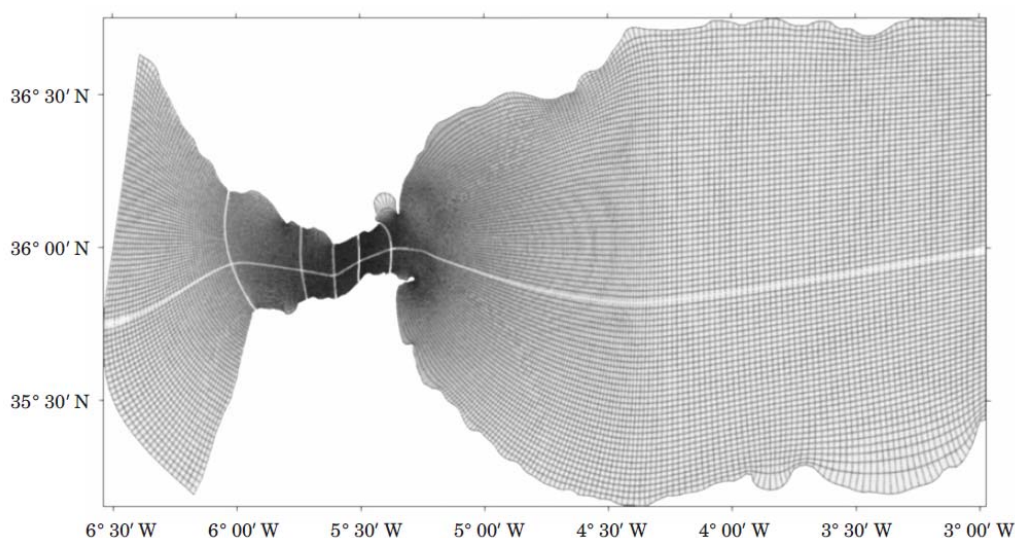


Figura 2.15 Malla del modelo UCA2.5D (Izquierdo et al., 2001).

A continuación, considerando esta solución estacionaria como condición inicial, se simulan los efectos de la marea mediante la prescripción, en los nodos de malla de los contornos abiertos, de la elevación de la superficie a partir de las fases y amplitudes de

las principales constituyentes de marea (M2, S2, K1 y O1), derivados por interpolación de la solución del modelo global de mareas FES95.2 de 0.5° (Le Provost et al., 1998) y estaciones mareográficas costeras, sobreimpuesta a la sobreelevación obtenida en la solución estacionaria.

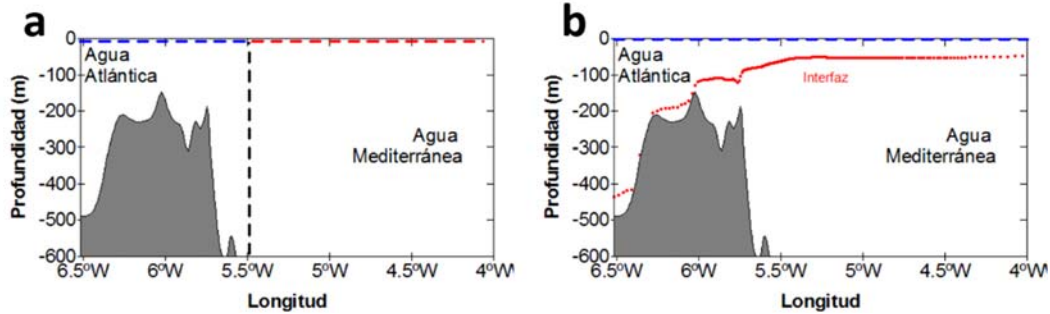


Figura 2.16 Profundidad de la interfase a lo largo del eje longitudinal del Estrecho de Gibraltar en la condición inicial **(a)** y en el estado estacionario resultante **(b)** del experimento “lock-exchange” (Reyes, 2015).

Para evitar la reflexión en los contornos abiertos de las ondas generadas en el interior del dominio, se emplean condiciones de radiación para los transportes de las capas superior e inferior, prescribiendo como niveles de referencia para los desplazamientos de la superficie y para la profundidad de la interfaz la solución del modelo estacionario (Sein et al., 1998).

Las condiciones de contornos abiertos vienen dadas, para el modo barotrópico, por la expresión:

$$(h_1 \mathbf{u}_1 + h_2 \mathbf{u}_2 - H \mathbf{u}) \cdot \mathbf{n} = \mp (gH)^{\frac{1}{2}} (\zeta_1 - \sum_{i=1}^N A_i \cos(\sigma_i t - \varphi_i)) \quad [2.6]$$

\mathbf{u} es el vector velocidad promediado verticalmente, ζ_1 es la sobreelevación obtenida en la solución estacionaria, A_i y φ_i son amplitud y fase para cada uno de los $N=4$ constituyentes de marea y σ_i es su frecuencia.

Para el modo baroclino, se considera la expresión:

$$(\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2) \cdot \mathbf{n} = \mp (g'H')^{\frac{1}{2}} \left(\zeta_2 - h_1 - \frac{h_2}{H} \zeta_1 \right), \quad H' = \frac{h_1 h_2}{H} \quad [2.7]$$

H' es equivalente a la profundidad de la interfase, g' es la gravedad reducida y \mathbf{n} es el vector unitario perpendicular al contorno abierto.

En los contornos cerrados, se impone la condición de impenetrabilidad, lo que implica que la velocidad normal a la frontera y la derivada normal de la velocidad tangencial son nulas.

En la capa profunda, la fricción con el fondo se parametriza con una aproximación cuadrática de la velocidad, siendo el coeficiente de fricción C_2 la tasa de conversión de la energía cinética en calorífica:

$$\tau_2 = \rho_2 \cdot C_2 \cdot \mathbf{u}_2 \cdot |\mathbf{u}_2| \quad [2.8]$$

Dicha capa también sufre fricción debido al movimiento de la capa superior en la zona de la interfase:

$$\tau_1 = \rho_1 \cdot C_1 \cdot (\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2) \cdot |\mathbf{u}_1 - \mathbf{u}_2| \quad [2.9]$$

La viscosidad horizontal es incluida en el modelo mediante un valor constante de $1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, y aporta estabilidad evitando una excesiva alteración de la dinámica de los procesos estudiados.

5.3 Modelo hidrodinámico UCA3D

El modelo hidrodinámico tridimensional UCA3D, es un modelo no-lineal, de muy alta resolución, en diferencias finitas y coordenadas-sigma (Álvarez et al., 2011, González, 2014). Está basado en la resolución numérica de las ecuaciones 3D de conservación de la masa y el momento en coordenadas cartesianas. La discretización espacial se caracteriza por el empleo de una malla-C de Arakawa en la horizontal y un esquema en niveles-sigma en la vertical. El modelo resuelve a su vez el sistema 2D verticalmente promediado en base al modelo hidrodinámico bidimensional UCA2D (Álvarez et al., 1999) mediante un esquema en diferencias finitas semi-implícito de Crank-Nicolson y el método de descomposición de Peaceman y Rachford (1955). El acoplamiento entre ambos esquemas se realiza mediante splitting (Madel y Piacsek, 1977), de forma que el sistema 3D es resuelto mediante un esquema semi-implícito en la horizontal e implícito en la vertical (véase, e.g., Mellor, 2004), proporcionando al sistema 2D los términos de la ecuación de conservación del momento promediados verticalmente y la fricción por fondo, mientras que éste, alternativamente, calcula de forma estable y muy precisa la elevación que emplea el sistema 3D como límite superior y renormaliza los perfiles de velocidad de acuerdo a los valores medios obtenidos. La robustez y estabilidad del esquema 2D

empleado permite el uso de pasos de tiempo de cálculo más largos e idénticos entre los modos 3D y 2D, sin necesidad de distinguir entre modos interno y externo como en otros modelos tridimensionales. Las tensiones debidas a la viscosidad turbulenta son calculadas mediante un esquema de clausura de segundo orden de Mellor y Yamada (1982). El sistema se completa con las ecuaciones termodinámicas de conservación termohalina y la ecuación de estado para el agua de mar de la UNESCO (1980) para el cálculo de la densidad del agua.

Las ecuaciones se resuelven en una malla de 500x500 m (Figura 2.17). La batimetría empleada se basó en las cartas náuticas publicadas por el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y el Almirantazgo Británico, la base de datos ETOPO-1 de la NOAA (www.ngdc.noaa.gov), y los datos batimétricos de muy alta resolución obtenidos en la bahía de Algeciras durante la campaña llevada a cabo en noviembre y diciembre de 2006 a bordo del Buque Oceanográfico Mytilus.

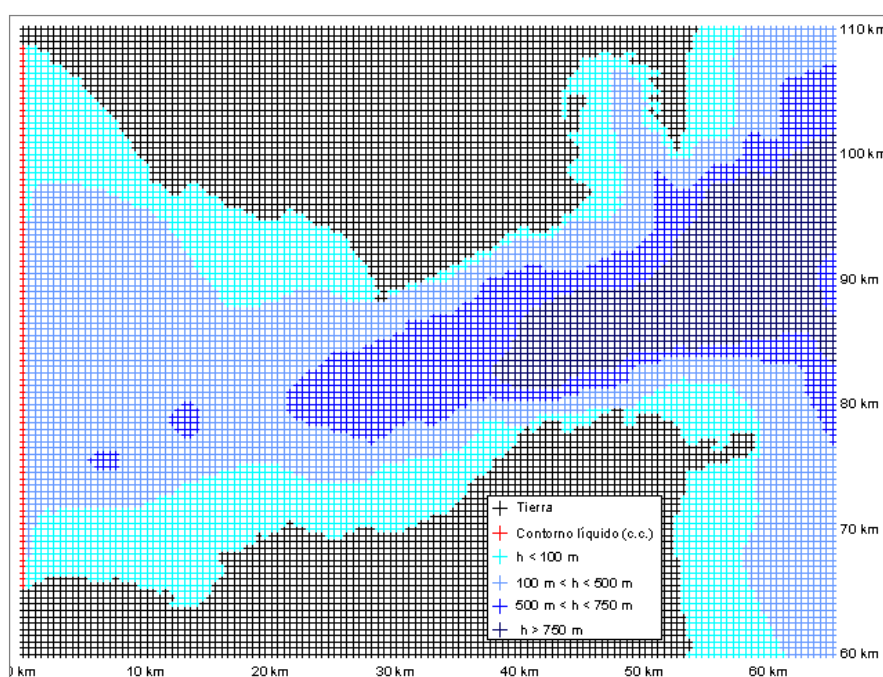


Figura 2.17. Detalle de la malla de cálculo y la batimetría empleada en el modelo UCA3D, con una resolución espacial de 500×500 m en la región del estrecho de Gibraltar (González, 2014).

6. Técnicas de análisis

6.1 Análisis armónico

El análisis armónico de ajuste por mínimos cuadrados considera que la serie temporal registrada se puede descomponer en la suma de M constituyentes armónicas,

cada una de ellas asociada a una frecuencia predeterminada, la astronómica, obtenida a partir del desarrollo del potencial armónico de mareas (Doodson, 1921; Cartwright y Taylor, 1971).

De este modo, la serie de una variable u , muestreada a un intervalo de tiempo Δt con $2N+1$ datos se puede expresar como:

$$U(t) = U_0 \sum_{j=1}^M U_j \cos(\omega_j t - \varphi_j) \quad [2.10]$$

siendo U_0 el valor medio de la serie, U_j y φ_j ($j=1,M$) las amplitudes y fases (relativas al instante central del registro) de los diferentes componentes de marea, de frecuencias ω_j conocidas y M es el número de componentes que serán incluidas en el ajuste.

En la práctica, se expresan las anteriores ecuaciones de la forma:

$$U(t) = U_0 \sum_{j=1}^M (C_j \cos(\omega_j t) + S_j \sin(\omega_j t)) \quad [2.11]$$

$$\text{donde} \quad U_j = \sqrt{C_j^2 + S_j^2} \quad [2.12]$$

$$\text{y} \quad \varphi_j = \text{Arctan} \frac{S_j}{C_j} \quad [2.13]$$

Los coeficientes U_0 , C_j y S_j se determinan haciendo mínima la expresión:

$$\mu^2 = \sum_{i=-N}^N (u(t) - u(i\Delta t))^2 \quad [2.14]$$

Tomando como origen de tiempos el instante central del registro, la condición para que este error sea mínimo se traduce en:

$$\frac{\partial \mu^2}{\partial U_0} = \frac{\partial \mu^2}{\partial C_j} = \frac{\partial \mu^2}{\partial S_j} = 0 \quad [2.15]$$

Se obtiene por tanto un sistema de $2M+1$ ecuaciones y $2M+1$ incógnitas (U_0 , C_j y S_j) que, una vez resuelto y calculados los coeficientes, las constantes armónicas de cada componente de marea U_j y φ_j se determinan a partir de las expresiones [2.12] y [2.13].

6.2 Funciones empíricas ortogonales

La descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) ofrece una valiosa información sobre la correlación existente entre un número de series temporales

simultáneas distribuidas espacialmente. Se trata de un método estadístico para repartir la varianza (energía) de dichas series temporales proporcionando información acerca de la variabilidad espacial de un fenómeno físico recogido en dichas series.

Dado un conjunto de M series temporales simultáneas de una variable q localizadas en M puntos de un determinado dominio espacial, $q(x_m, t_n)$ con $m=1,2,3,\dots,M$ y $n=1,2,3,\dots,N$, realizar una FEO de estas series consiste en descomponerlas en un sistema ortogonal de funciones de la forma $\mathbf{Q} = \mathbf{V} \times \mathbf{M}$, donde

$$\mathbf{Q} = \begin{pmatrix} q(x_1, t_1) & q(x_1, t_2) & \cdots & q(x_1, t_N) \\ q(x_2, t_1) & q(x_2, t_2) & \cdots & q(x_2, t_N) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ q(x_M, t_1) & q(x_M, t_2) & \cdots & q(x_M, t_N) \end{pmatrix} \quad [2.16]$$

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} V_1(x_1) & V_1(x_2) & \cdots & V_1(x_M) \\ V_2(x_1) & V_2(x_2) & \cdots & V_2(x_M) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ V_M(x_1) & V_M(x_2) & \cdots & V_M(x_M) \end{pmatrix} \quad [2.17]$$

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_1(t_1) & M_1(t_2) & \cdots & M_1(t_N) \\ M_2(t_1) & M_2(t_2) & \cdots & M_2(t_N) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ M_M(t_1) & M_M(t_2) & \cdots & M_M(t_N) \end{pmatrix} \quad [2.18]$$

siendo $M_i(t_n)$ los pesos temporales de los $i=1,2,3,\dots,M$ modos en los que se descompone la señal total de las series y $V_i(x_m)$ los pesos espaciales correspondiente a cada uno de estos modos. Calcular dichos pesos temporales y espaciales requiere solucionar un problema de autovalores y autovectores de la matriz de covarianza correspondiente a los diferentes cruces entre las series temporales. Para ello primero se recogen los datos en la matriz \mathbf{Q} , se elimina el valor medio de cada serie temporal $\bar{q}(x_M)$ obteniendo una matriz \mathbf{Q}' de las desviaciones de los datos respecto a su media temporal:

$$Q'(x_M, t_N) = Q(x_M, t_N) - \bar{q}(x_M) \quad [2.19]$$

A partir de la matriz \mathbf{Q}' se construye la matriz de covarianza, \mathbf{C} :

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & \cdots & C_{1M} \\ C_{21} & C_{22} & \cdots & C_{2M} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ C_{M1} & C_{M2} & \cdots & C_{MM} \end{pmatrix} \quad [2.20]$$

donde cada elemento representa la covarianza entre dos series simultáneas, en las posiciones x_i y x_j :

$$C_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N q'(x_i, t_n) q'(x_j, t_n) \quad [2.21]$$

y su diagonal principal está constituida por la varianza de la variable en cada punto:

$$C_{ii} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N q'(x_i, t_n)^2 = \sigma_i^2 \quad [2.22]$$

Diagonalizando la matriz C :

$$|C - \lambda I| = 0 \quad [2.23]$$

donde I es la matriz unidad, se obtienen los M autovalores, λ_i , tal que:

$$\lambda_1 > \lambda_2 \dots > \lambda_M$$

Estos autovalores de la matriz de covarianza representan la varianza de cada uno de los modos y los M autovectores asociados, V_m , se determinan resolviendo el sistema $C \times V = \lambda \times V$ donde:

$$\lambda = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_M \end{pmatrix}$$

Los autovectores cumplen la condición de ortogonalidad

$$\sum_{i=1}^M [V_i(x_m) V_j(x_m)] = \delta_{ij} \quad \delta_{ij} = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases} \quad [2.24]$$

por lo que los autovectores son conocidos como las funciones empíricas ortogonales o modos empíricos ortogonales.

La inversa de la matriz de autovectores, por ser ortogonal, coincide con su transpuesta, por lo que una vez conocidos los autovectores, los pesos temporales se construyen como una combinación lineal de las series en análisis $M = V \times Q$.

En términos de energía, esta técnica consigue, generalmente, que un alto porcentaje de la varianza total del conjunto de datos se encuentre recogida en los

primeros modos, siendo prácticamente despreciable en los restantes. La fracción de varianza explicada por el modo i -ésimo, P_i , puede calcularse por:

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\text{traza}[C]} \quad [2.25]$$

donde

$$\text{traza}[C] = \sum_{i=1}^M \sigma_i^2 = \sum_{i=1}^M \lambda_i \quad [2.26]$$

Esto permite reconstruir la serie usando sólo los primeros modos, reflejando cómo se distribuye espacio-temporalmente la mayor energía de la variable medida y eliminando las señales ruidosas contenidas en el registro inicial.

6.3 Descomposición en modos dinámicos

Se parte del problema de Sturm-Liouville, dado por las siguientes expresiones:

$$\phi_{zz}^{(0,0)} - \left(\frac{\bar{\rho}_z}{U^2} + \frac{\bar{u}_{zz}}{U} \right) \phi^{(0,0)} = 0 \quad [2.27]$$

$$\begin{cases} \phi^{(0,0)}(z=0) = 0 \\ \phi^{(0,0)}(z=n\pi) = 0 \end{cases} \quad [2.28]$$

$$U = \bar{u}(z) - C_0 \quad [2.29]$$

Para el caso de un fondo plano, uniformidad de las variables del flujo en la horizontal y para un dominio ilimitado en la horizontal, el problema tiene un conjunto de soluciones $\phi_n^{(0,0)}(z)$ (autovectores), cada una de ellas correspondiente a cada uno de los valores de celeridad C_{0n} (autovalores). Dichos autovectores son comúnmente llamados modos dinámicos verticales, y determinan la distribución vertical de la amplitud de las oscilaciones de los valores de la función de corriente, asociadas a las perturbaciones baroclinas. Estos modos verticales cumplen entre sí la siguiente condición de ortogonalidad:

$$\int_0^D \phi_n^{(0,0)}(z) \phi_m^{(0,0)}(z) dz = \delta_{nm} \quad \delta_{nm} = \begin{cases} 1, i = j \\ 0, i \neq j \end{cases} \quad [2.30]$$

siendo δ_{nm} el delta Kronecker.

Cuando el estado básico del flujo, viene descrito por perfiles de densidad y velocidad arbitrarios, la ecuación [2.27] debe resolverse por métodos numéricos. Para ello, la expresamos en la forma:

$$S(z)\phi_{zz}^{(0,0)} - P(z)\phi_{zz}^{(0,0)} = C_0\phi^{(0,0)} \quad [2.31]$$

$$S(z) = \frac{U^2}{\bar{u}\bar{u}_{zz}}, \quad P(z) = \left(\frac{\bar{\rho}_z}{\bar{u}_{zz}} + \bar{u} \right)$$

y se discretiza en el dominio dado por la coordenada vertical $z_j = (j-1)\Delta z$ que varía desde la superficie ($j=1$) hasta el fondo ($j=p$), siendo p el número de niveles de profundidad determinados por el intervalo de discretización z seleccionado. Utilizando el esquema en diferencias finitas dado por Marchuk y Kagan (1984), la ecuación [2.31] se transforma entonces en las siguientes:

- Para el nivel $j=1$:

$$a_{1,1}\phi_1^{(0,0)} + a_{1,2}\phi_2^{(0,0)} = 0 \quad [2.32]$$

$$a_{1,1} = P_1 - \frac{2S_1}{(\Delta z)^2} \quad a_{1,2} = \frac{S_1}{(\Delta z)^2}$$

- Para los niveles $j=2, \dots, p-2$:

$$a_{j,j-1}\phi_{j-1}^{(0,0)} + a_{j,j}\phi_j^{(0,0)} + a_{j,j+1}\phi_{j+1}^{(0,0)} = 0 \quad [2.33]$$

$$a_{j,j-1} = \frac{S_j}{(\Delta z)^2} \quad a_{j,j} = P_j - \frac{2S_j}{(\Delta z)^2} \quad a_{j,j+1} = \frac{S_j}{(\Delta z)^2}$$

- Para el nivel $j=p-1$:

$$a_{p-1,p-2}\phi_{p-2}^{(0,0)} + a_{p-1,p-1}\phi_{p-1}^{(0,0)} = 0 \quad [2.34]$$

$$a_{p-1,p-2} = \frac{2S_{p-1}}{(\Delta z)^2} \quad a_{p-1,p-1} = P_{p-1} - \frac{2S_{p-1}}{(\Delta z)^2}$$

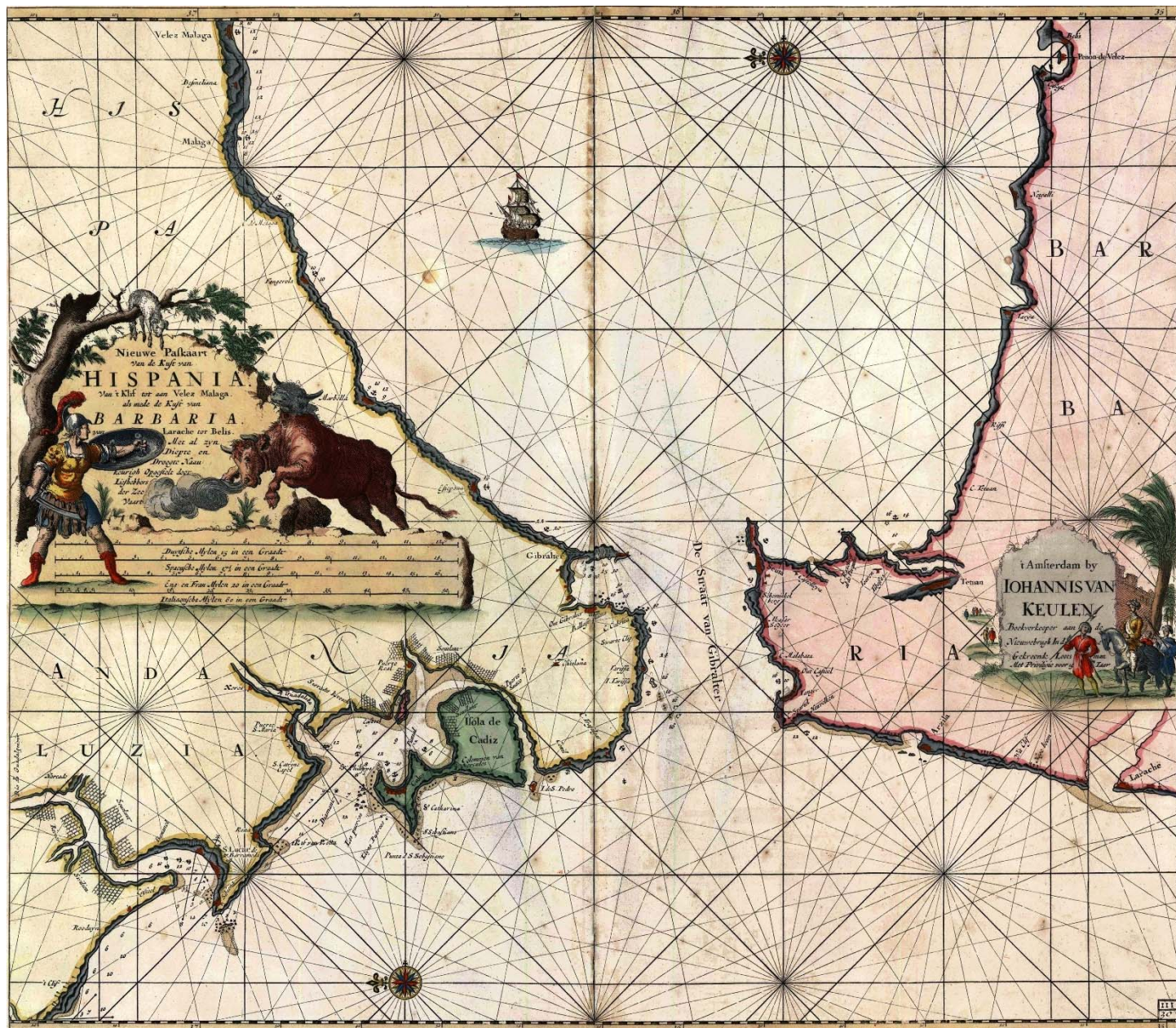
donde el subíndice indica la coordenada vertical de acuerdo a la expresión de Z_j en la que se evalúa la variable y en las ecuaciones primera y última, se han aplicado las condiciones de contorno dadas por la expresión [2.28].

El conjunto de ecuaciones [2.32]-[2.34] plantean un problema de autovalores y autovectores que expresado en forma matricial se escribe como:

$$\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & 0 & 0 & \dots & 0 \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & a_{32} & a_{33} & a_{34} & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & a_{p-1,p-2} & a_{p-1,p-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \phi_1^{(0,0)} \\ \phi_2^{(0,0)} \\ \phi_3^{(0,0)} \\ \vdots \\ \phi_{p-1}^{(0,0)} \end{pmatrix} = C_0 \begin{pmatrix} \phi_1^{(0,0)} \\ \phi_2^{(0,0)} \\ \phi_3^{(0,0)} \\ \vdots \\ \phi_{p-1}^{(0,0)} \end{pmatrix} \quad [2.35]$$

que, resuelto iterativamente, se encuentran los autovalores C_{on} y sus autofunciones correspondientes $\phi_n^{(0,0)}$.

En el caso de que se desprecie la velocidad del estado básico ($\bar{u}(z) = 0$), los coeficientes variables de la expresión [2.31], toman los valores $P(z) = 0$ y $S(z) = C_0^3 / \bar{\rho}_z$ procediéndose a partir de ese punto a la resolución numérica del problema en la forma ya explicada.



Nueva carta de mar de la costa de Hispania desde Klif hasta Vélez Málaga, y la costa de Barbaria desde Larache hasta Belis

Johannes Van Keulen, 1697-1709

(sanderusmaps.com)

Capítulo 3



The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar



1. Introduction

The Strait of Gibraltar is the Mediterranean's only communication with the world ocean, hence its significance. The Strait is about 60 km long, 15 km wide at its narrowest section (the Tarifa narrows) and only 280 m deep at its main sill (Figure 3.1). Bottom topography highlights the existence of two sills: the main sill, known as the Camarinal Sill, is very shallow and defines the very short section that acts as a bottleneck for water exchange between the basins; the second, the Spartel Sill, is deeper and situated to the west in the channel that runs in a southerly direction along the Majuan ridge, by which the greater part of the Mediterranean water inflow and outflow takes place. Located between the two sills is the Tangier basin (with a maximum depth of over 600 m), which is a small reservoir of considerable significance for tidal dynamics. To the east of Camarinal Sill, the bottom drops sharply to a depth of 900 m on the eastern side of the Strait.

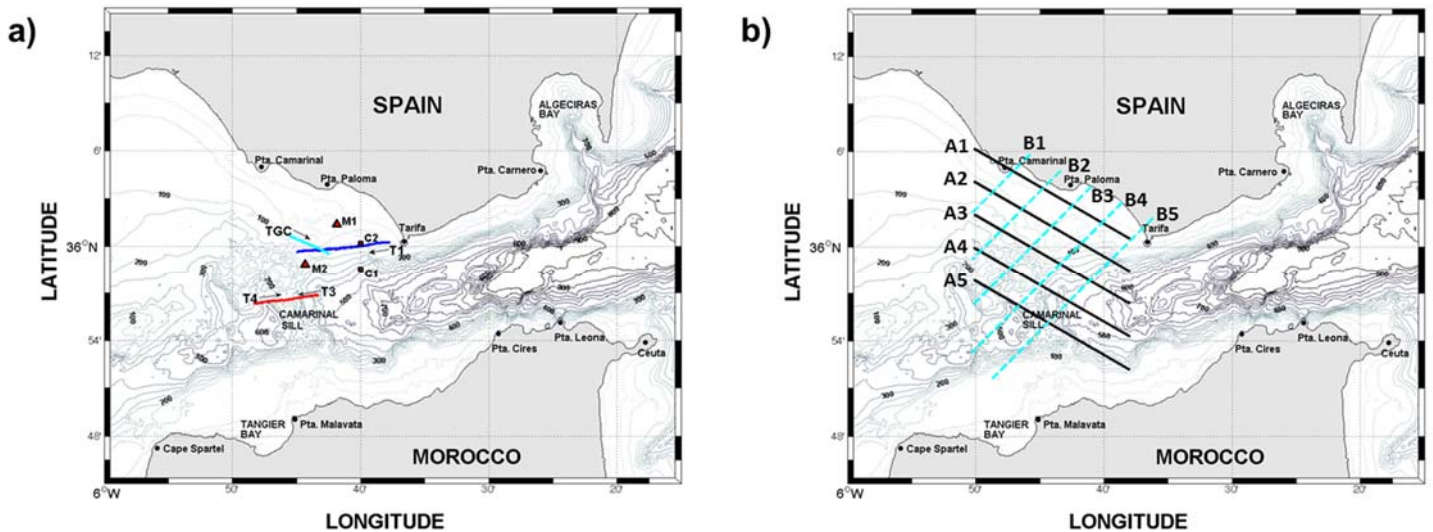


Figure 3.1 (a) Map of the studied zone showing the main topographic features of the Strait of Gibraltar. Also indicated are the transects (T1, T3 and T4) along which continuous measurements of temperature, salinity and rhodamine concentration at sea surface and VM ADCP profiles were obtained on board the R/V “Sarmiento de Gamboa”. Also shown is the transect TGC performed on board the R/V “García del Cid” in October 2004. The arrows parallel with the transects indicate the navigation direction of the vessel. The positions of the current meter moorings (C1 and C2) are also indicated. **(b)** Shown on this map are the passes of the INTA aircraft performed in morning (black lines) and evening (dashed cyan lines) flights on September 17th 2008, to acquire SST images with the AHS scanner.

There are four main components to the flow (Candela, 1991): first, a tidal, mainly barotropic flow, with magnitudes of up to 2.5 ms^{-1} (Candela et al., 1990); second, a barotropic subinertial component (with periodicity ranging from days to

several months) driven by atmospheric pressure fluctuations within the Mediterranean, and with magnitudes close to 0.4ms^{-1} (Candela et al., 1989); third, a long-term baroclinic component driven by the internal pressure gradient due to the density difference between the Mediterranean and the Atlantic Waters, with magnitudes of about 0.5ms^{-1} (Bryden et al., 1994); and fourth, shorter-than-tidal period currents associated with large-amplitude internal waves induced by the interaction of tidal flows with vertical stratification and bottom topography, which are mainly generated near the Camarinal Sill (Armi and Farmer, 1988; La Violette and Arnone, 1988; Richez, 1994; Bruno et al., 2002; Alonso del Rosario et al., 2003; Vázquez et al., 2008). Therefore, in physical terms, the Strait is a very energetic system with long-term, subinertial, tidal and super-tidal currents all being of significant amplitude.

In biogeochemical terms, the large-amplitude internal wave phenomena are of special relevance because they have been found to be one of the major contributors to the mixing between the Atlantic and Mediterranean layers within the Strait (Wesson and Gregg, 1994; Macias et al., 2006), and they are capable of exerting significant remote effects on the hydrography of the Alboran Sea (Vázquez et al., 2006). These characteristics make it especially important to study internal wave phenomena in the Strait of Gibraltar.

As discussed in Vázquez et al. (2008), the trapping of internal waves on the lee side of the Sill is caused by the establishment of critical or supercritical conditions over the Sill, and this is an important factor explaining the increase in amplitude that internal waves experience there. The release of the internal waves towards the Mediterranean begins with the establishment of subcritical conditions over the Sill. This happens almost at the start of the eastward phase of the barotropic tidal currents.

Macias et al. (2006) reported the cyclic (at semidiurnal period) arrival of nuclei with a high concentration of chlorophyll at the eastern side of the Strait, which would seem to be associated with the internal wave occurrences. Later Macías et al. (2007) used a 1D coupled hydrodynamics-biology model to show that the chlorophyll pulses and general abundance of phytoplankton observed at the eastern entrance to the Strait could not be explained by the growth of these organic materials in the surface water transported towards the Mediterranean by the Atlantic inflow, because their residence

time within the Strait is too short for this to occur. Macías et al. (2008) also analysed the observations of the chlorophyll maxima reported in the central zone of the Strait and found the so-called “suction maxima”. This designation was based on the percentage of larger cells and active chlorophyll present in these “maxima”; this was also indicative of a coastal origin, as larger cells are generally found in coastal environments. The presence of certain picoplankton species such as *Synechococcus* also reinforces that idea.

Those findings led to the hypothesis that the phytoplankton growth processes and the retention of phytoplankton in hydrodynamic structures at the coastal margins of the Strait must be taken into account for a proper understanding of the biological variables and distributions in the Strait of Gibraltar area. That hypothesis has recently been confirmed by Vázquez et al. (2009) who analysed satellite images of chlorophyll and have shown that, during the flood tide (westward tidal flow), the establishment of large-amplitude internal waves generated on the lee side of Camarinal Sill seems to induce a suction of chlorophyll-rich water masses from the coastal margins toward the central zones of the channel.

However, the causes of the high chlorophyll concentration at the coastal margin of the eastern part of the strait remain unexplained. To date, there have been no studies carried out based on in situ measurements of those suction processes, other than those using the satellite images. In the present work, we will try to fill the existing gaps in knowledge of the mechanisms driving these transport processes. This objective is made possible by using an air-borne hyper-spectral scanner, which has enabled high spatial resolution images of the studied area to be acquired, before and after the time of the internal wave generation. The study is aided by other techniques, including tracking the concentration of rhodamine as it spreads from a specific point of release on the coastal margin, continuous thermosalinograph measurements, acoustic Doppler current (ADCP) profiles from both moorings and vessel-mounted experiments, and numerical modelling.

2. Applied methodology and data in use

The methodology used in the study is based on the following types of data:

- I. High-resolution (7 m) SST images acquired by an Airborne Hyperspectral Scanner (AHS) provided by the Spanish Institute of Aerospace Techniques (INTA).
- II. Measurements made along vessel transects crossing the studied zone, of current velocity and echo-intensity profiles acquired by ADCP, and sea surface temperature, salinity and released rhodamine (see Figure 3.1).
- III. Several conductivity, temperature and depth (CTD) profiles taken at selected points within the region of the Camarinal Sill.
- IV. Current velocity time-series recorded at two mooring placements within the studied zone (see Figure 3.1).
- V. Numerical modelling of the tidal-induced hydro-dynamics.

The most of the data used in the study have been collected during the oceanographic campaign “GIBRALTAR 2008” carried out onboard the R/V ‘Sarmiento de Gamboa’ during September and October 2008. The data used in this work were collected on September 17th 2008, in spring tides conditions, when the largest amplitude internal waves in Camarinal Sill are generated. As complementary information, we also make use of ADCP measurements taken onboard the R/V ‘García del Cid’ during a survey carried out in October 2004, and some satellite images of sea surface temperature and chlorophyll.

2.1 High resolution SST images acquired by the air-borne AHS scanner

As part of the aforementioned campaign, four flights were made over the studied zone with the aircraft Paternina (CASA 212-200), provided by the INTA, porting an AHS scanner, on September 17th and 19th 2008. Flights were spread over two days, two per day. On each day one of the flights was made at the time of the start of the westward phase of the tidal current, and the other at the time of maximum westward tidal current. These times and locations were chosen in order to track the changes in the sea surface temperature (SST) induced by the internal wave phenomena that are generated around the Camarinal Sill in the westward phase of the tidal current. The SST images have a spatial resolution of about 7 m. Details of the image acquisition procedure are shown in Table 3.1 and Figure 3.1. In order to minimise the effect of light reflections from the sea surface on some bands of the electromagnetic spectrum

received by the AHS radiometer, the different passes of the flights were performed in a different direction according to the position of the sun. From each pass, an image band of 5 Km width was acquired, with an overlap of 2 Km between bands.

Table 3.1 Information about the flight 1 (Panel a) and flight 2 (Panel b) carried out to acquire the SST images with the airborne AHS scanner on September 17th 2008.

Track	Time (UTC)	Altitude (m)	Heading (deg)	Length/duration
<i>Flight 1</i>				
A1	8:36	2751	300	21 km / 4 min 52 s
A2	8:49	2751	120	21 km / 4 min 52 s
A3	8:59	2751	300	21 km / 4 min 52 s
A4	9:09	2751	120	21 km / 4 min 52 s
A5	9:20	2751	300	21 km / 4 min 52 s
<i>Flight 2</i>				
B1	13:13	2751	225	10 km / 2 min 19 s
B2	13:23	2751	45	15 km / 3 min 28 s
B3	13:34	2751	225	20 km / 4 min 38 s
B4	13:45	2751	45	25.4 km / 5min53 s
B5	13:57	2751	225	27 km / 6 min 15 s

2.2 Measurements onboard the vessel

In order to collect in situ evidence of the exchange processes taking place between the central zone of the Strait and the coastal margin between Punta Camarinal and Punta Tarifa (see map in Figure 3.1), an experimental design of measurements was devised. As a first element of the experiment, a volume of rhodamine was released, with the assistance of a small boat, at a point on the coastal margin. Later the rhodamine concentration at the sea surface was recorded from the RV ‘Sarmiento de Gamboa’ while following the track shown in Figure 3.1. The ship moved along this zigzag line during 18 hours on September 17th 2008, i.e. covering an entire tidal cycle. Note that transect T1 and flight 1 start at the same time. Water was collected through a surface intake (nominal depth 5 meters) and conducted to the recording chamber of the fluorometer, which recorded rhodamine-related fluorescence at 1 Hz rate. Data were stored in the fluorometer-physical memory and later downloaded to a compatible PC computer.

The precise moment for the release of the tracer was selected to be just at the start of the westward phase of the tidal current, as the large-amplitude internal wave was beginning to be generated, when the possible suction processes powered by the internal waves are expected to take place. This continuous record of rhodamine concentration was accompanied by the continuous record of profiles acquired by a 75 KHz VM-ADCP, at a sampling rate of 1 minute, and sea surface temperature and salinity taken at the same sampling rate. VM-ADCP measurements taken onboard the R/V ‘García del Cid’ during a survey carried out during October 2004 are used as auxiliary information. The location of the measurement transects is indicated in Figure 3.5, and detailed information about their date and time is given in Table 3.2.

Table 3.2 Information about the measurement transects performed onboard the RV “Sarmiento de Gamboa” on September 17th 2008.

Transept	start	Initial longitude	Initial latitude	End	Final longitude	Final latitude
T1	8:59	-5.628843	36.003258	10:06	-5.749238	35.993462
T3	11:54	-5.721162	35.947971	12:34	-5.805291	35.938793
T4	12:36	-5.802262	35.938721	12:58	-5.758095	35.942280

2.3 Current velocity measurements from moored instruments

To get an adequate description of the current velocity variability in the across-strait dimension, two current meter moorings were deployed, one ADP profiler at the northern coastal margin, at a bottom depth of 24 m, and a mooring line with three one-point current meters (at depths of 60, 100 and 150 m), at a bottom depth of 180 m, in the north part of the of Camarinal Sill. In Table 3.3 detailed information is given about these moorings, and in Figure 3.1, their positions are indicated. Due to an incorrect installation of the ADP on the northern coast, a new deployment of this instrument was needed. For this reason, the record of current in that position is not coincident with the onboard measurements. In order to get tidal currents at the northern coastal margin, they had to be synthesised on the basis of the previously- computed tidal harmonic constants. In Table 3.4, the harmonic constants obtained at 12 m depth are given.

Table 3.3 Information about the currentmeters line and current meter profiler moored in the survey.

Mooring	Start	End	Record length (days)	Longitude E (deg)	Latitude N (deg)	Sampling Interval (min)
M1	7/1/2009	21/4/2009	104	-5.6970	36.0232	2
M2	15/9/2008	15/10/2008	28	-5.7385	35.9809	5

Table 3.4 Harmonic constant of the predominant current velocity at 12 m depth recorded by currentmeter profiler moored in the location M1 (see map of Figure 3.1).

Tidal constituent	Amplitude (m/s)	Greenwich phase (deg)
Z0	0.3423346	0.0000
O1	0.1566557	343.328
K1	0.1080618	61.129
N2	0.1816619	86.887
M2	0.9943704	113.178
S2	0.3935287	148.443
M4	0.0405051	91.508

2.4 Numerical model experiments

Experiments with a numerical model have been conducted to investigate the small-scale hydrodynamic features at the coastal margins, and their role in explaining the higher chlorophyll concentration in those zones. The model is a 2D, nonlinear, two-layer, free-surface, hydrostatic model with boundary-fitted curvilinear coordinates. Sea-water density is uniform and prescribed in each layer. A complete description of the model, including governing equations and parameter values used, can be found in Izquierdo et al. (2001).

The model is forced at the open boundaries with radiation-type boundary conditions ensuring that, when short-wavelength disturbances in the fields of variables are generated, they all propagate away from the region of interest. At the coastal boundaries, a condition of null normal flow is applied. In order to reduce the influence of any inaccuracies in boundary forcing on the required solution, the waves produced within the strait are allowed to propagate freely through its open boundaries. The staggered Arakawa-C curvilinear grid has a default resolution of 1.0 km decreasing to 0.125 km in the Strait of Gibraltar, with a total of 198 x 40 grid cells.

The M_2 , S_2 , K_1 and O_1 surface tidal elevation amplitudes and phases used to set the tidal forcing at the open boundary grid points were derived by interpolating the relevant values from a 0.5 degrees gridded version of the FES95.2 global tidal solutions of Le Provost et al. (1998). The initial mean interface depth was taken from the solution to the 2D steady, two-layer exchange flow problem in the Gulf of Cadiz–Strait of Gibraltar–Alboran Sea system given in Sein et al. (1998). The bathymetry was obtained from the ETOPO5 database, complemented by the data from the comprehensive chart published by Instituto Geográfico Nacional and SECEG (1988). The model was run for 30 identical semidiurnal tidal cycles to achieve a stable time-periodic solution.

3. Results

In this section, we will present the results obtained from the application of the proposed analysis methodology. The presentation of results will centre on the high-resolution SST images acquired by the AHS scanner, to aid the interpretation of the thermal structures induced at the northern coastal margin by the dynamics of the central zone of the Strait.

3.1 Air-borne acquired SST images

Figures 3.2 and 3.3 show two SST images constructed with the infrared channels of the airborne AHS scanner. The images correspond to two different flights. The first flight took place shortly before the establishment of the westward phase of the tidal current, while the second took place shortly after the occurrence of the maximum tidal current in the westward direction. It should be noted that the large-amplitude internal waves are generated during the westward phase of the tidal current; therefore, an appreciable change was expected in the SST small-scale features during the second flight.

As can be appreciated in these figures, during the first flight, the colder waters are constrained to the coastal margin and the warmer water occupies the central zone of the channel. There is also a pool of cold water that seems to be trapped within an eddy created during the eastward phase of the tidal current. In contrast, during the second flight, a short time after the maximum westward tidal current was reached; it is observed that the colder coastal waters between Punta Camarinal and Punta Paloma

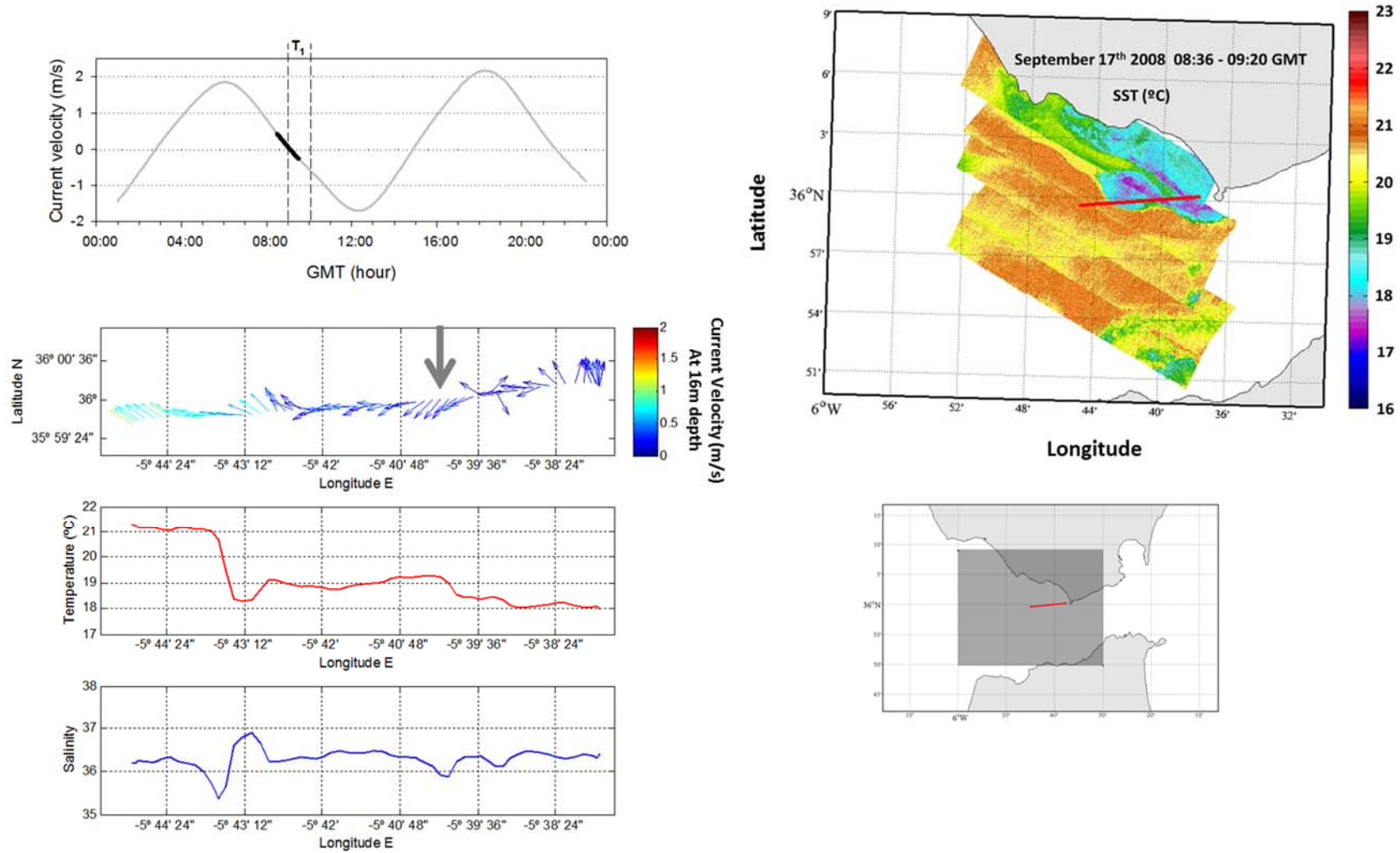


Figure 3.2 On the upper right corner, SST image acquired by the AHS scanner ported in the aircraft CASA 212 during the flight performed almost at the start of the westward phase of the tidal current (from 8:36 to 9:20 GMT) on September 17th 2008. Superimposed on the image (red segment) are the transects of the vessel closest to the time of the flight, T3 and T4. On the left of the SST image is shown the barotropic tidal current prediction over Camarinal Sill with indication of the flight duration (thicker part of the curve) and the duration of the transects T3 and T4 (vertical dashed lines). Below are shown, from top to bottom: the vertical section of current velocity for the transects T3 and T4 and the continuous records of sea surface temperature and salinity taken along the transects.

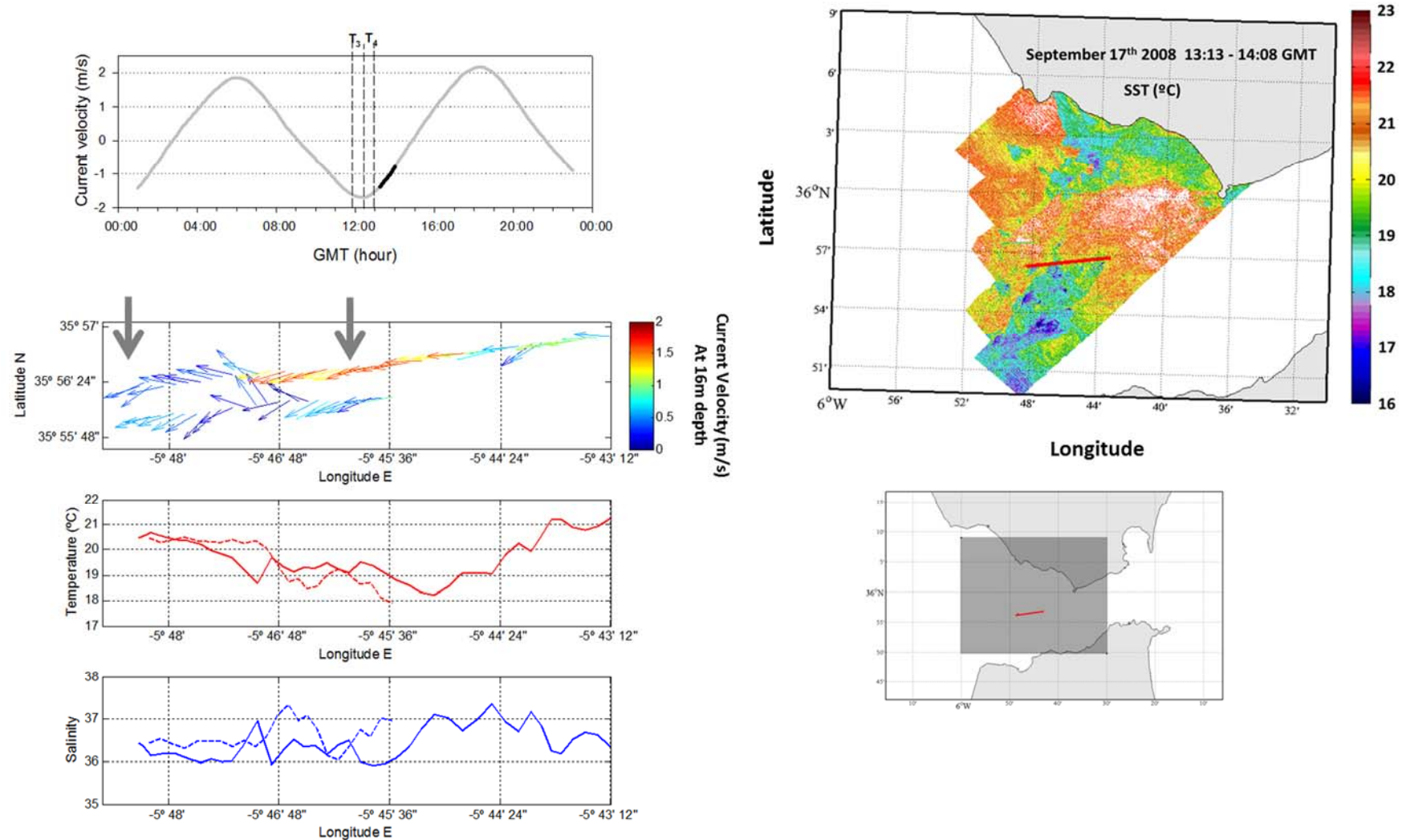


Figure 3.3 On the upper right corner, SST image acquired by the AHS scanner ported in the aircraft CASA 212 during the flight performed at the time of maximum westward tidal current (from 13:13 to 13:57 h) on September 17th 2008. Superimposed on the image (red segment) are the transect of the vessel closest to the time of the flight, T_1 . On the left of the image is shown the barotropic tidal current prediction over Camarinal Sill with indication of the flight duration (thicker part of the curve) and the duration of transect T_1 (vertical dashed lines). Below are shown, from top to bottom, the vertical section of current velocity for the transect T_1 and the continuous records of sea surface temperature and salinity obtained along the transect.

seem to develop some elongated patches of cold water that extend towards the central zone of the Strait.

3.2 Measurements made onboard the vessel

The salinity and temperature profiles obtained over the Camarinal Sill region in two CTD casts are shown in Figure 3.4: one at the finish of the westward phase of tidal current (C1) and the other very close to the moment of maximum eastward tidal current (C2). We can observe that, during the westward phase, the depth of the Atlantic-Mediterranean Interface (AMI), usually assigned to the depth of the 37.5 isohaline in the Camarinal Sill area (García-Lafuente et al., 2002), has risen above the 50 m depth level. Considering that, the CTD stations are close to the coast, it is considered inevitable that AMI water would periodically be distributed along the coastal margin, bringing more salty and colder waters to those parts. This kinematic effect of the AMI could explain the pool of colder water constrained in the coastal area between the Camarinal Sill and Punta Tarifa, recorded in the high-resolution SST image acquired by the airborne AHS scanner during the first flight, shortly before the start of the westward phase of the tidal current.

Some evidence of this cross-strait transport may be observed in the current velocity records taken by the VM-ADCP (at 16 m depth) during the first longitudinal transect (T1 in Figure 3.2), the closest in time to the first flight and performed when westward phase of the tidal current was starting to take place. In particular, between the longitudes $-5^{\circ} 39' 36''$ and $-5^{\circ} 40' 48''$ E, current velocity at 16 m depth shows a clear southwest component. SST records, obtained by the thermo-salinograph on the vessel, confirm the AHS images locating the colder waters in the easternmost part of the transect. The sea surface salinity records obtained onboard also show values slightly higher than those of the Atlantic Surface Water, which may be indicative of the presence in these coastal waters of some contribution of up-welled AMI water. Note that on the westernmost side of the transect very low salinity and high temperature values are recorded, which could indicate the presence of coastal waters, not containing the colder AMI waters, being transported westward.

Shown in Figure 3.3 are the records acquired during the performance of the transects T3 and T4. These transects are the closest in time to the second flight, and were performed during the westward phase of the tidal current. The recorded sea surface variables show, as a general feature, colder and saltier water toward the western side of the transect. This feature

is related to the AMI rising to shallower depths during this tidal current phase, and the subsequent mixing of the AMI waters with upper layer waters. Although a considerable proportion of the cold waters in the upper layer must originate from the AMI, evidence can be found for water coming from the coastal margin contributing to this cold pool, as shown in the transect T4 where a mass of slightly warmer and less salty water is moving with a clear southward component between the longitudes $-5^{\circ} 45' 36''$ and $-5^{\circ} 46' 30''$ E.

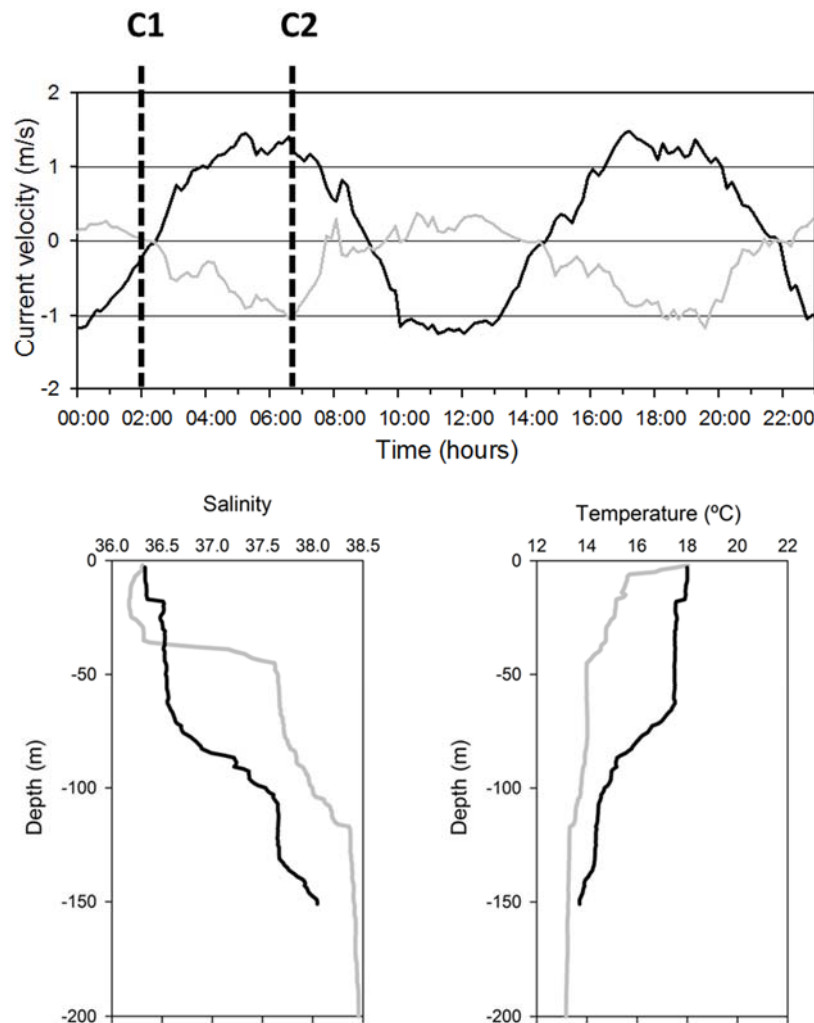


Figure 3.4 Salinity and temperature profiles (lower graphs) obtained at the positions C1 (grey) and C2 (black) indicated in Figure 3.1. The upper graph shows the observed current velocity (m/s) at 65 m depth over the Camarinal Sill (eastward component in black and northward component in grey). The vertical dashed lines on the upper graph indicate the times when each profile was obtained.

To obtain more detailed evidence of the change in the current direction near the coastal margin around Punta Paloma, we use the ADCP measurements made in several consecutive transects by the R/V “García del Cid” during a survey carried out in October 2004. The current velocity measurements at 12.5 m depth along consecutive transects made during the westward

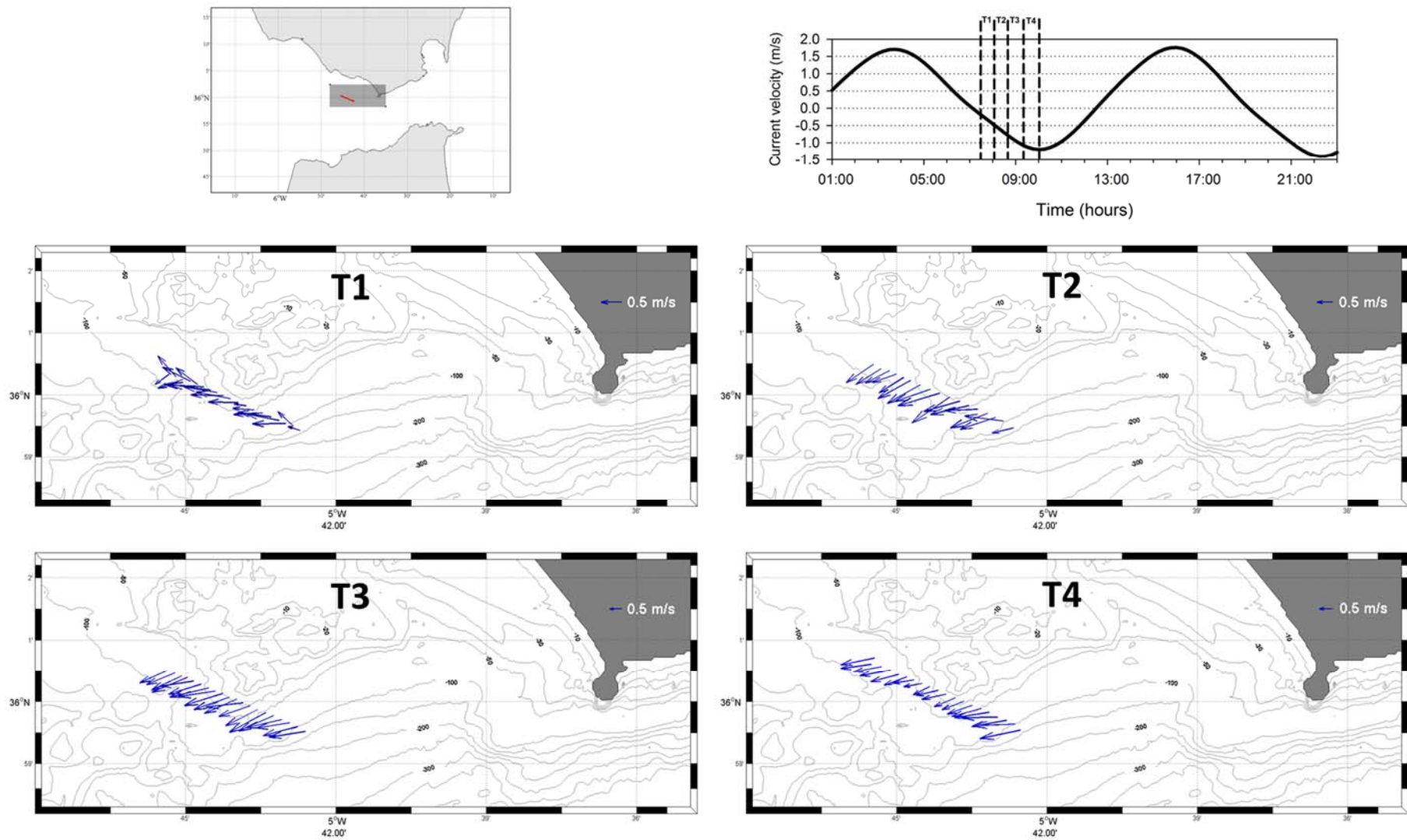


Figure 3.5 VM-ADCP current velocity at 12.5 m depth, measured along four transects (T1–T4) on board the RV ‘García del Cid’ during October 2004. Top left: the position of the transects. Top right: the current velocity prediction at 45 m depth over the Camarinal Sill. The vertical dashed lines indicate the time extent of the transects.

phase of the tidal current are shown in Figure 3.5. It can be observed how the current velocity near to the coastal margin increases its southward component, when the westward component of the tidal current over the Camarinal Sill is intensified. Note that the southward component is more marked in the westernmost part of the transects.

As explained above, the rhodamine was released shortly before the tidal current reversion over the Camarinal Sill (from an eastward to a westward direction). Coinciding with the release, the vessel started recording the surface rhodamine-fluorescence along the sampling path beginning at the north-east corner (see Figure 3.6). As can be observed, in the south of the sampling area no rhodamine was detected, at this stage, the recorded concentrations were very close to the threshold for analytical determination (situated at 0.1 ppb). As the vessel sailed further off-shore, the rhodamine concentration detected increases progressively, particularly on the western side of the middle transect and in the region closest to the release area.

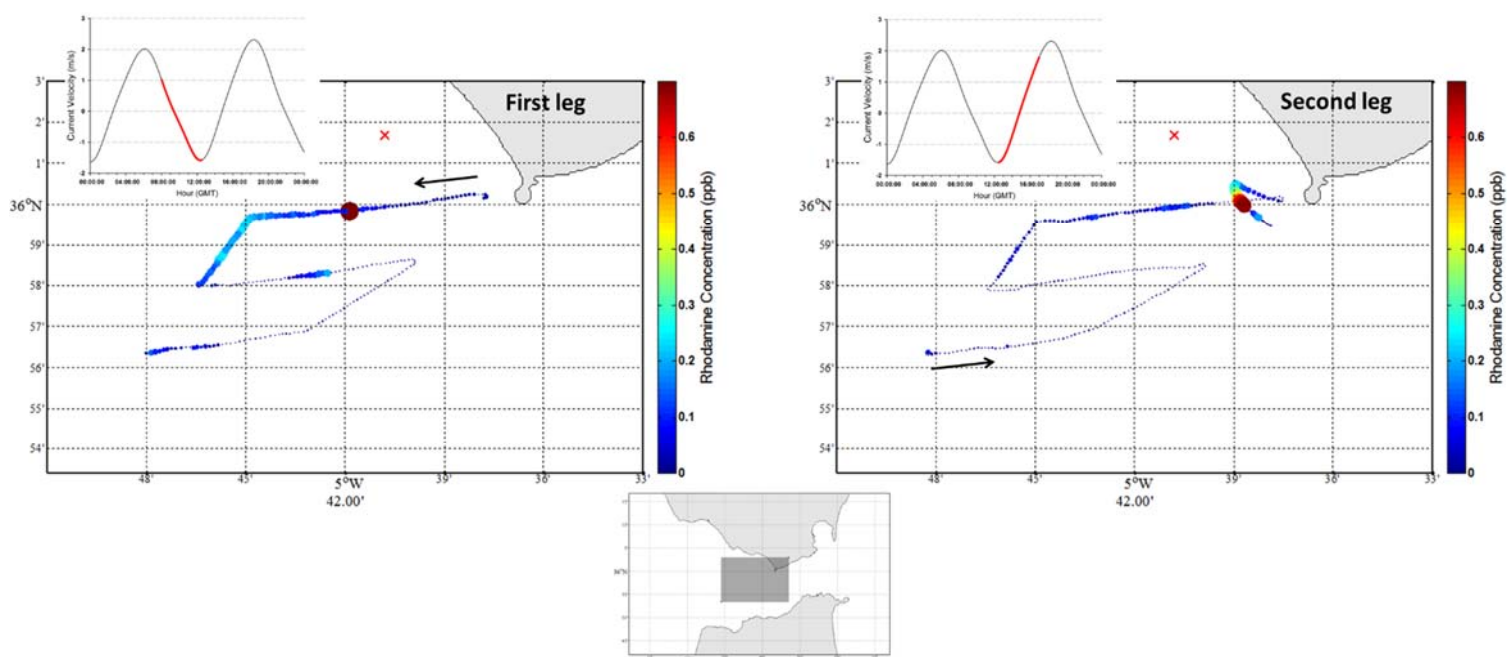


Figure 3.6 Rhodamine concentration (ppb) in the surface waters during the different sampling legs. The black arrow marks the direction of navigation of the vessel when following the sampling path shown in Figure 3.1 and (x) indicates the release point. Insets show the tidal current prediction at 45 m depth over the Camarinal Sill during each of the sampling legs.

Considering that the distance between the point of release of rhodamine and the first transect was about 2.0 Km, from the time of the release (7:30 UTC) and the time when the presence of rhodamine was detected on the transect (9:50 UTC), a minimum across-strait current intensity of 0.2 m/s can be estimated. The accuracy of this estimate may be checked

by examining the tidal current behaviour at the coastal margin at the time when the rhodamine was released.

Figure 3.7 shows the current velocity records at a depth of 65 m over the northern part of the Camarinal Sill, obtained at position M1 (see map of Figure 3.1) together with the tidal current prediction for the same time at a depth of 12 m, at the position of mooring A (Punta Paloma), which coincides with the position of the release point. At the time of the rhodamine release, 7:30 UTC, it can be seen that the currents at the mooring A were in a south-easterly direction, at a velocity of about 0.3 m/s; this explains the detection of the rhodamine along the transect at 9:50 UTC.

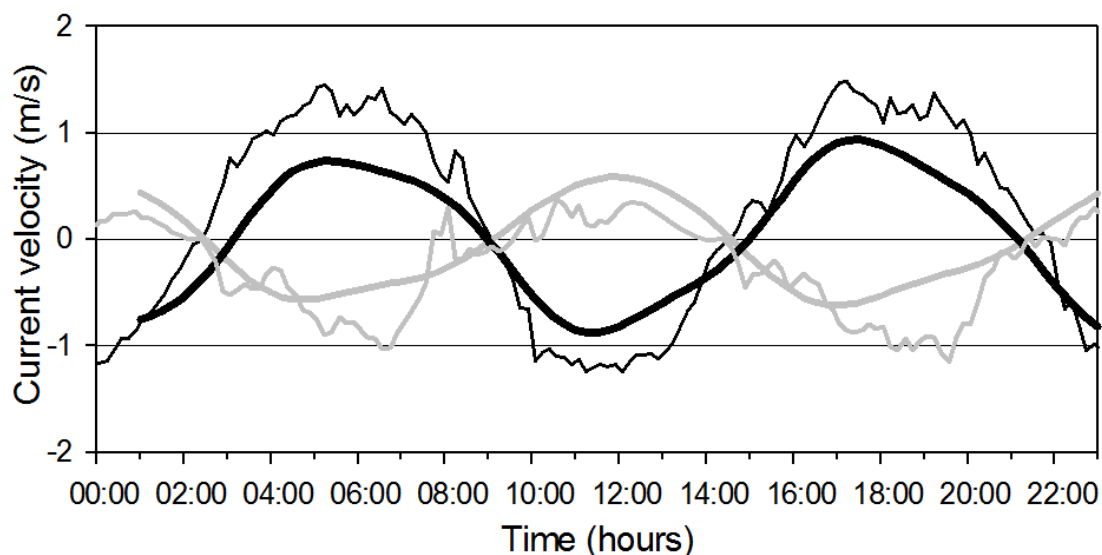


Figure 3.7 Time series of current velocity (m/s). Eastward/northward component in black/grey. Thick lines: predictions at 12 m depth at the coastal margin near Punta Paloma, at the position M1 (see Figure 3.1). Predictions are based on the harmonic constants of Table 3.4. Thin lines: measurements taken in the northern part of the Camarinal Sill at 65 m depth, at the position M2 (see Figure 3.1).

The second sampling leg was begun just at the start of the eastward phase of the tidal current, at the south-western end of the sampling path. Higher concentrations of rhodamine were found in the eastern part of the sampled area, corresponding to a rapid advection of the marked water masses with the increasing eastward flow. At the same time, moderately high concentrations were detected in the middle of the channel of the Strait (at about 35°N 56'), thus confirming the 'suction' of coastal waters during the westward phase of the tidal current.

The observations point to the region south of "Punta Paloma" as the area most susceptible to the offshore 'suction' of water masses. This same region has been identified as very relevant for these processes by Vázquez et al. (2009) in a study that combined Advanced

Synthetic Aperture Radar (ASAR Image Mode) images and surface colour imagery (MODIS and MERIS sensors). These authors use the remote information from the different sensors to study the generation (and propagation) of several internal waves episodes over the Camarinal Sill and associated 2D surface structures, and relate them to the tidal conditions within the Strait. These studies show the first in-situ observations of such interactions between the coastal margin and the dynamics of the central zone of the Strait, and confirm the previous hypothesis and mechanisms proposed in other works.

3.3 Small-scale circulation patterns over the coastal margin: numerical modelling experiments

The current velocity field simulated by the numerical model at different moments of the tidal cycle is shown in Figure 3.8. Focussing on the coastal margin between Punta Camarinal and Punta Tarifa, we can observe how, during the eastward phase of the tidal current, a cyclonic eddy develops a little to the east of Punta Paloma. The simulations correspond to September 17th of 2008, the same day when the onboard observations was taken, under spring tide conditions. From simulations not shown in the present manuscript we have observed that this eddy is formed even under neap tide conditions but having a lesser spatial dimensions.

Looking at the bathymetry of the zone (Figure 3.9), we can speculate that the eddy formation could be related to the channel located between the bank known as Los Cabezos, and the coast. During the eastward phase, tidal currents are intensified in the channel and, at the same time, the flow veers to the south at the exit of the channel, to displace the strong upper-layer eastward transport taking place over the Camarinal Sill. In turn, the more constrained coastal waters between Tarifa and Punta Paloma are moved along and close to coastline, toward the exit of the coastal channel. This pattern would thus enable a cyclonic eddy to form between Punta Paloma and Tarifa. In this way a lower velocity zone is generated that prevents the affected body of coastal water from being ‘suctioned’ away from the coastal margin by the strong eastward tidal current prevailing in the central zone of the Strait.

It can also be appreciated in the simulated current velocity fields that there is a clear reduction in the tidal current intensity between the coastal margin and the central zone of the Strait. This lower intensity of tidal current at the coastal margin is usually associated with friction effects induced by the shallower bottom and lateral boundaries. This behaviour is in

good agreement with the harmonic constant of tidal currents (Tables 3.4 and 3.5) corresponding to the moorings M1 (Los Cabezos bank) and M2 (northern part of the Camarinal Sill) which confirm the reduced intensity of the tidal current at the coastal margin.

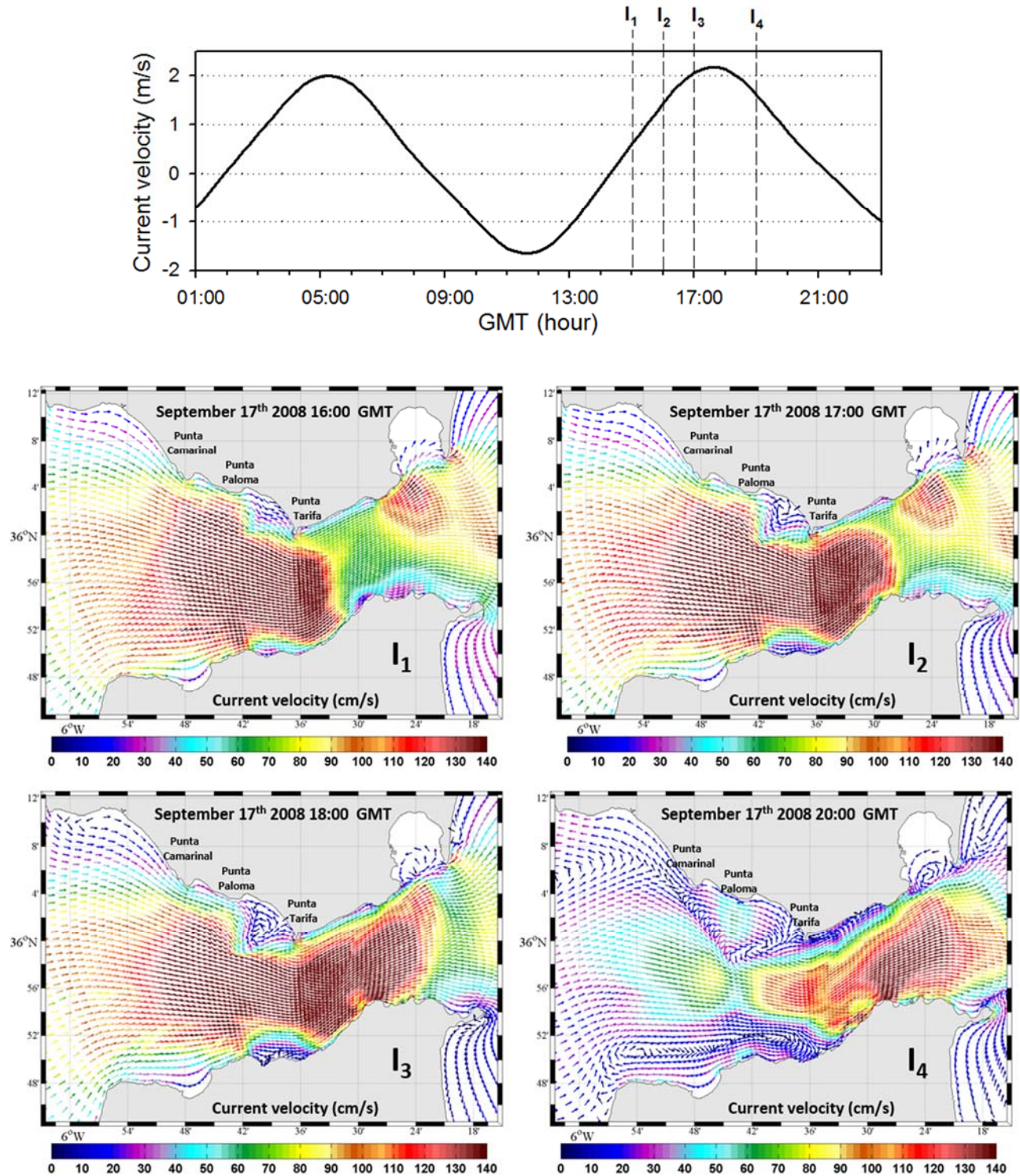


Figure 3.8 Velocity fields in the upper layer, simulated by the numerical model at four points in time in the westward phase of the tidal current. Upper graph shows the current velocity prediction (eastward component) (m/s) over the Camarinal Sill on 09/17/2008, indicating with the vertical dashed lines the four times when the current velocity maps were obtained.

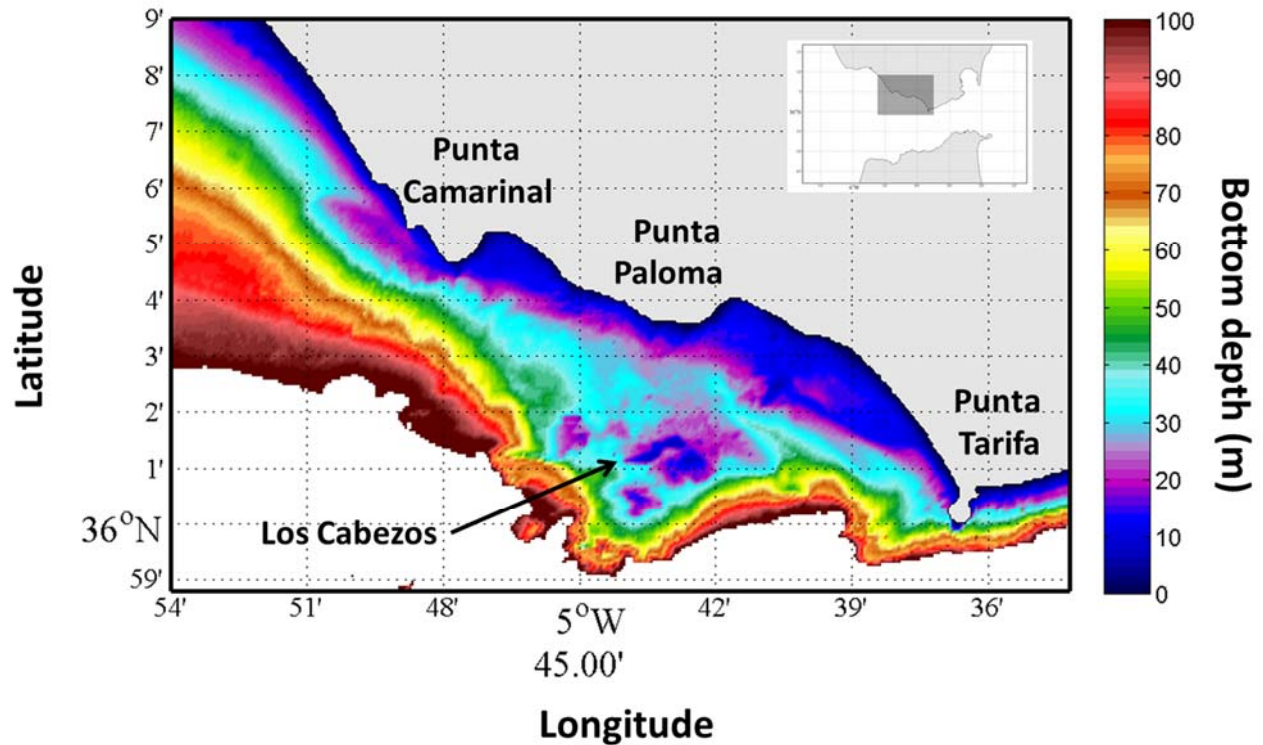


Figure 3.9 Bathymetry of the coastal margin between Punta Camarinal and Punta Tarifa, with indication of the Los Cabezos bank.

Table 3.5 Harmonic constant of the predominant current velocity at 60 m depth recorded by a single-point currentmeter moored in the location M2 (see map of Figure 3.1).

Tidal constituent	Amplitude (m/s)	Greenwich phase (deg)
Z0	0.2862	0.00
O1	0.1255	339.7
K1	0.1331	39.72
N2	0.1838	100.02
M2	0.9516	123.96
S2	0.3402	129.45
M4	0.057	62.85

In order to assess the effect of this tidal current variability on the water mass circulation at the coastal margin, a Lagrangian experiment was designed. This consisted of the release of two virtual particles: one at the coastal margin and another just in the northern part of the central channel of the Strait. The particles moved under the effects of the tidal current fields simulated by the hydrodynamic model. In Figure 3.10 the resulting paths are shown. The virtual particle released in the channel remained there for only 1 day and then

entered the Alboran Sea; in contrast, the virtual particle released at the coastal margin stayed in the area of the coastal margin for about 12 days. It should be noted that once the coastal particle reached the area close to Punta Paloma, it stayed for more than 11 days in that area between Punta Paloma and Tarifa. It is reasonable to think that the retention of the virtual particle in this area is due to the action of the cyclonic eddy previously simulated by the hydrodynamic model. This cyclonic eddy may be responsible for the pool of cold water that appears in the high-resolution SST images acquired with the AHS scanner during the first flight (which took place shortly before the start of the westward phase of the tidal current).

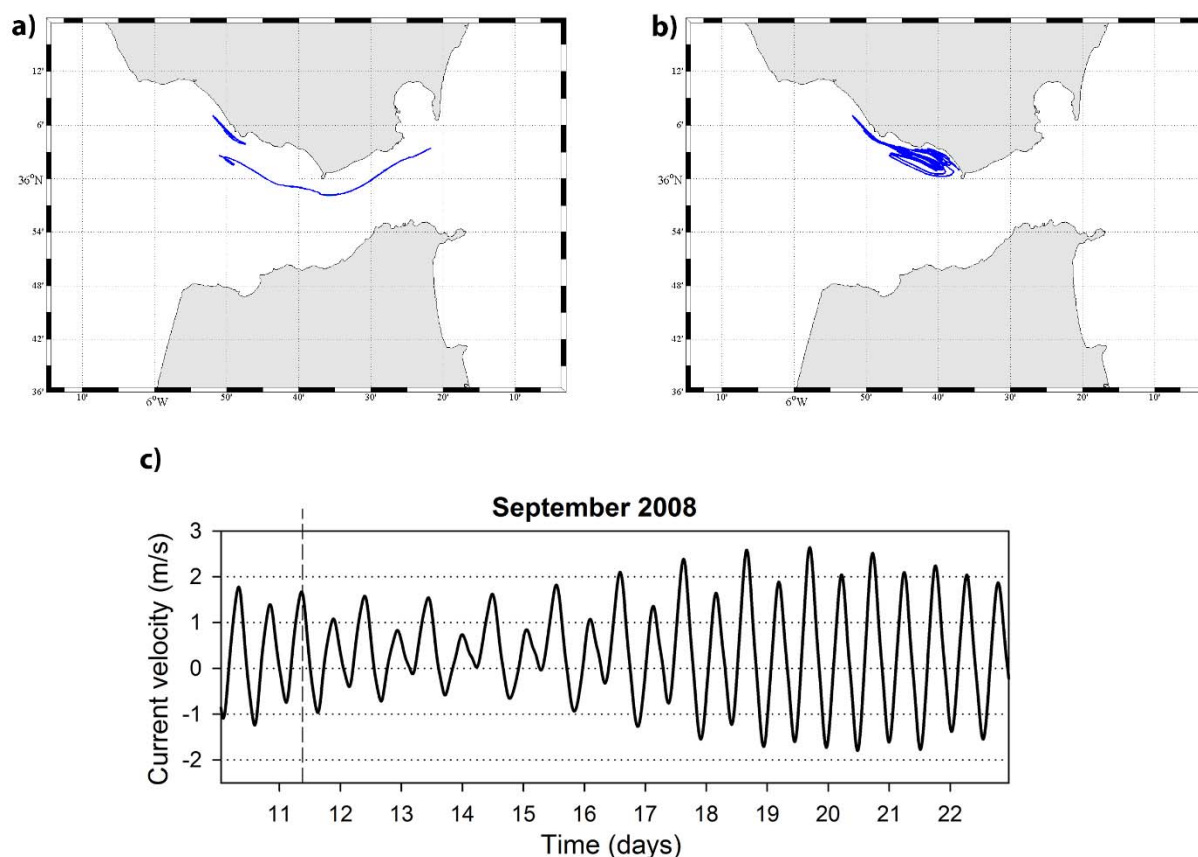


Figure 3.10 Results of the Lagrangian experiments performed with the numerical model. **(a)** The simultaneous paths described by two virtual particles released, one at the coastal margin and the other just inside the main channel. The end point of the paths is when the particle in the central channel reaches the eastern extremity of the Strait. **(b)** The path of the particle released at the coastal margin during a period of several days, after the particle released in the central channel has left the Strait. **(c)** The tidal current prediction (eastward component) at 45 m depth over Camarinal Sill, throughout the whole period of the experiment.

This extended time of residence of the water masses at the coastal margin, together with the upwelling processes induced by the kinematics of the AMI, which provide nutrient-rich water to these areas, may be the reasons for the high chlorophyll concentration usually found in this zone.

4. Discussion

4.1 Interfacial mixing , upwelled waters at the coastal margins and upper-layer divergences and convergences in the central zone of the Strait

Vertical mixing processes around the Camarinal Sill are more active during spring tides in the westward phase of the tidal current (Vázquez et al., 2008). Considering also the large amplitude of the oscillation in the AMI interface depth in the region of the Camarinal Sill (more than 50 m, as can be observed in Figure 3.4), a periodic exchange of interface waters between the central zone and the coastal margins must be a very frequent phenomenon. Colder water observed in the coastal area between Punta Paloma and Cape Trafalgar (and shown in the SST satellite images of Figure 3.11) supports that idea. If we compare the image acquired just at the start of the westward phase of the tidal current with that acquired during the eastward phase, a clear difference can be appreciated. In the former image, colder waters appear very close to the coast line, whereas in the latter image, a general cooling of the upper layer has extended to the whole transversal dimension of the channel and to the eastern side of the Strait. This result is clear evidence of the tidal-related origin of the upwelling phenomena in the Camarinal Sill region.

A more detailed analysis of these upwelling processes has been made by analysing the high-resolution SST images obtained with the airborne AHS scanner over the Camarinal Sill area (Figures 3.2 and 3.3). The general cooling of the surface water seen in the image from the first flight is related to the considerable rise of the AMI at the Camarinal Sill and on the eastern side of the Strait, as the westward tidal flow increases. This rising of the interface seems to compensate for the water mass divergence in the upper layer located just to the west of Punta Tarifa, which is the result of the situation whereby the westward tidal current is greater than mean current to the west of Tarifa Point whereas, to the east, it is not so. Consequently, when westward tidal currents reach their maximum, the upper layer currents to the west and to the east of Tarifa Point are moving in opposite directions, creating a divergence in the central zone of the Strait from Punta Paloma to Punta Tarifa. It is worth noting, in the second flight image, that this divergence in the central zone of the Strait does not seem to induce any 'suction' of coastal waters from the coastal margin regions. This absence of movement away from the coast suggests that upper layer divergence in this zone must be compensated by the rise of AMI waters toward the surface, which must surely contribute to the upper layer cooling via vertical mixing of the deeper waters of the AMI with the upper layer, induced by the strong currents in and near the Camarinal Sill region. The

results presented here confirm the speculation of Macias et al. (2007), who proposed that ‘suction’ of coastal waters might take place between Punta Paloma and Punta Tarifa. On this new evidence, these transports seem to take place in the form of elongated patches of cold water that extend toward the central zone of the strait between Punta Paloma and Punta Camarinal.

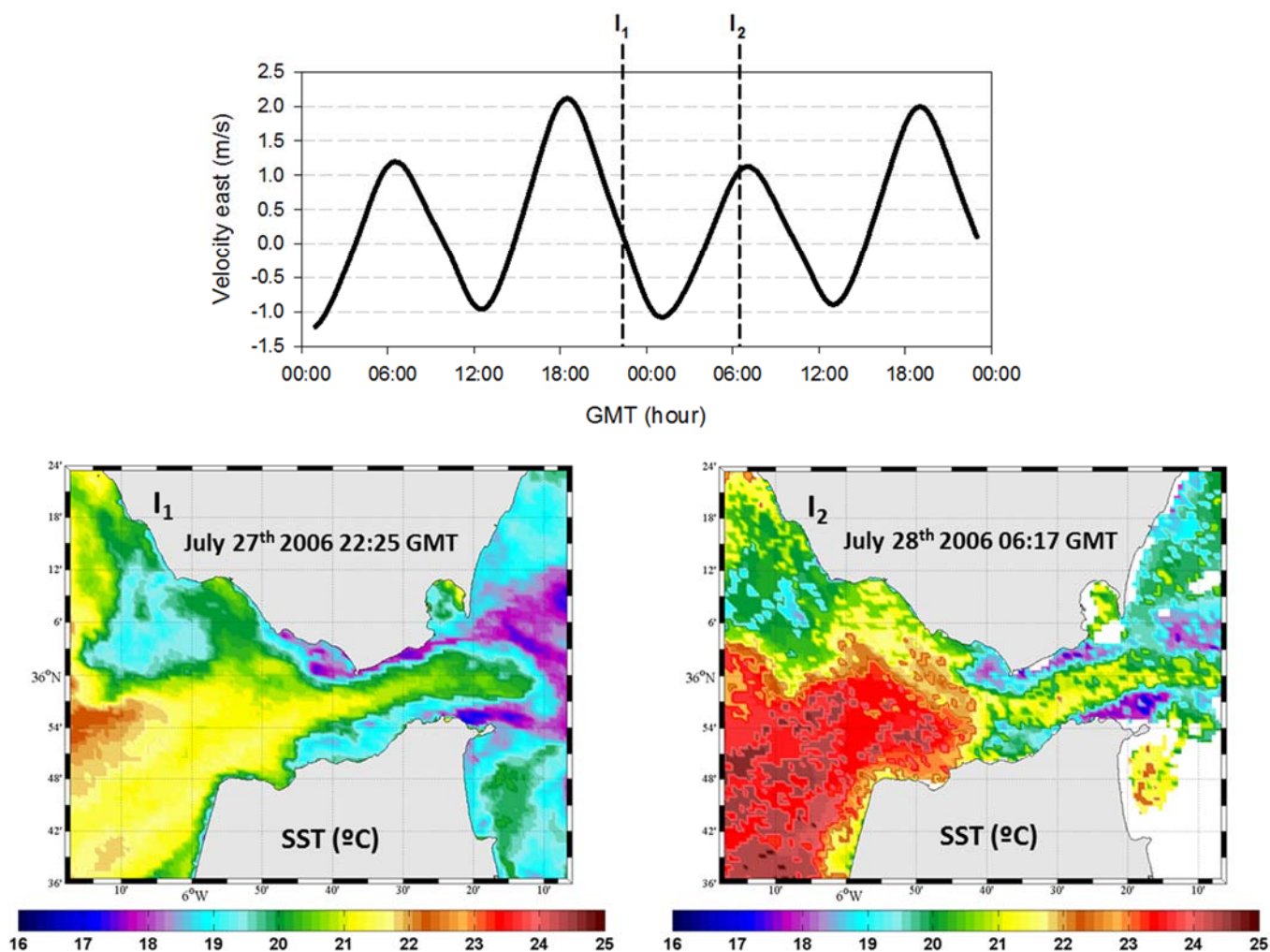
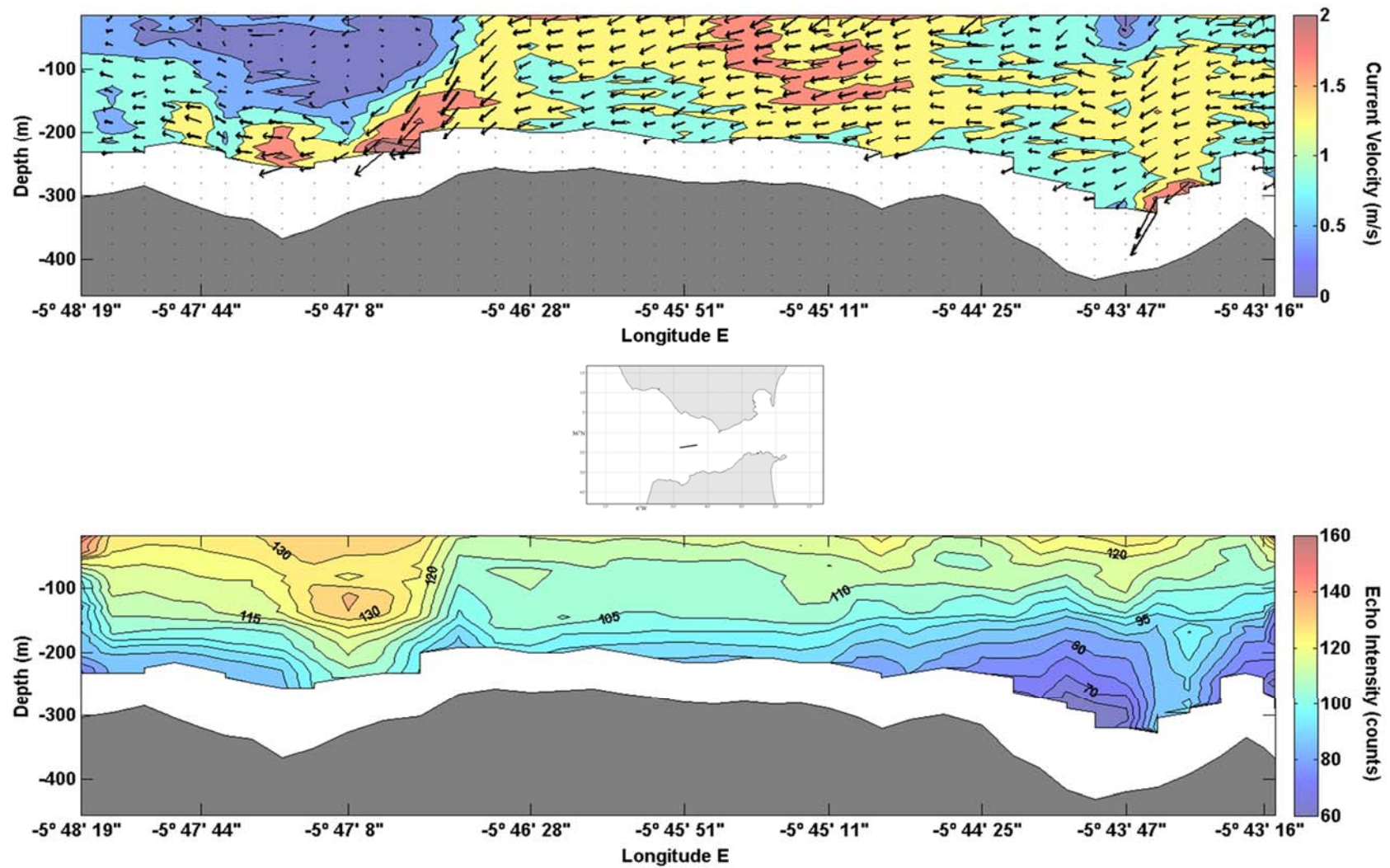


Figure 3.11 SST images acquired from NOAA satellites at two different time points during the tidal current cycle. The upper image shows the eastward component of the tidal current velocity (m/s) at 45 m depth over the Camarinal Sill.

These across-strait transports could be associated with the divergence zones created in the upper layer by the along-strait velocity gradient induced by the large amplitude internal waves over and to the west of the Camarinal Sill. For an illustration of this mechanism, we should look at Figure 3.12, where a vertical section of current velocity across the internal wave fronts is shown. It can be seen that, in the zones where internal undulations bring the AMI to shallower depths (elevation wave), a very high westward current intensity is shown, while in



the zones where AMI sinks to greater depths (depression wave), the westward current in the upper layer is reduced drastically, while in the lower layer the current is very intense. The reason for this velocity gradient in the upper layer across the internal wave fronts has already been explained in Bruno et al. (2002). Above the AMI elevations, wave-induced currents are moving westward coinciding with the tidal current, whereas above the AMI depressions, wave-induced currents are moving eastward in opposition to the tidal current. As a result, the westward current in the upper layer is intensified above the AMI elevations and reduced above the AMI depressions, giving rise to water mass convergence in the transitions (from east to west) between elevation and depression, and to water mass divergence between depression and elevation (see Figure 3.12). We think that the zones with an increased southerly component of the current, along the transects T3 and T4, shown in figure 3.3, are caused by these upper layer divergences resulting from the interaction between the internal wave dynamics and the background tidal current in the central zone of the Strait.

As a consequence of these small-scale patterns of circulation, the suspended substances are moved from the coastal margins toward the central zones, and then are carried by the westward current toward the convergence zones created by the internal waves, where they tend to be retained and accumulate. Evidence of these accumulations has been reported by Macias et al. (2010) who analysed the zooplankton distribution along the internal wave fronts generated at the Camarinal Sill. Later, in the eastward phase of the tidal current over the Sill, these nuclei of concentrated substances (nutrients, chlorophyll, plankton) are transported toward the Alboran Sea, where they must contribute, to a certain extent, to the primary productivity there. In fact, this could explain the arrival at the eastern side of the Strait of the pulses of chlorophyll concentration reported by Macías et al. (2006). The instantaneous image of surface chlorophyll concentration presented in Figure 3.13 shows an example of these nuclei of chlorophyll travelling immersed in the Western Alboran Gyre.

4.2 Small-scale circulation patterns on the coastal margin

Observing the instantaneous satellite images of SST shown in Figure 3.14, eddy-like structures can be seen at the coastal margin, appearing as pools of colder water. At a higher spatial resolution, SST images acquired by airborne sensors, like that of Figure 3.2, offer a good picture of a pool of colder water inside a cyclonic eddy of about 5 Km width, located between Punta Paloma and Punta Tarifa.

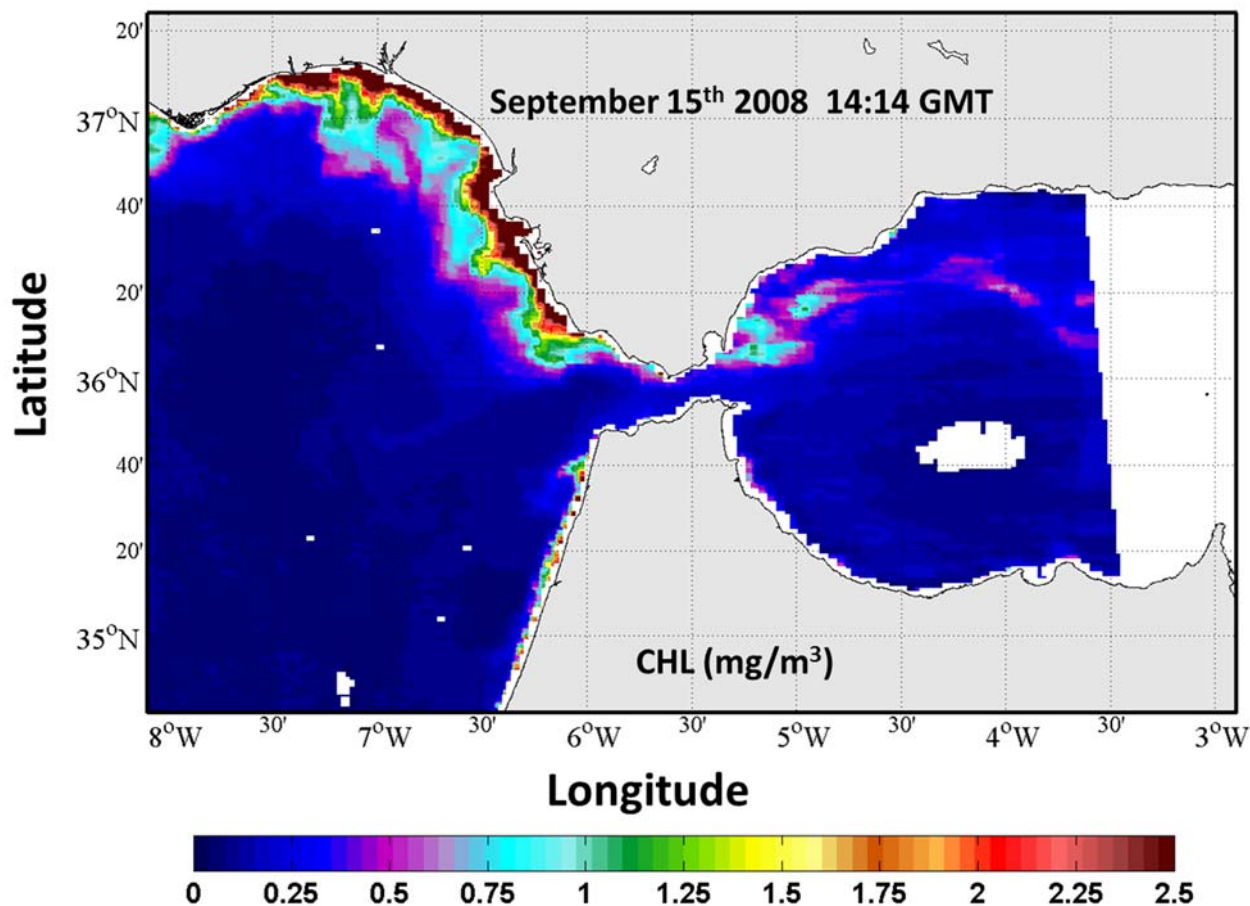


Figure 3.13 Satellite image of sea surface chlorophyll concentration (mg/m³) obtained from the MODIS satellite. The image illustrates the nuclei of higher chlorophyll concentration entering the Alboran Sea from the Strait of Gibraltar.

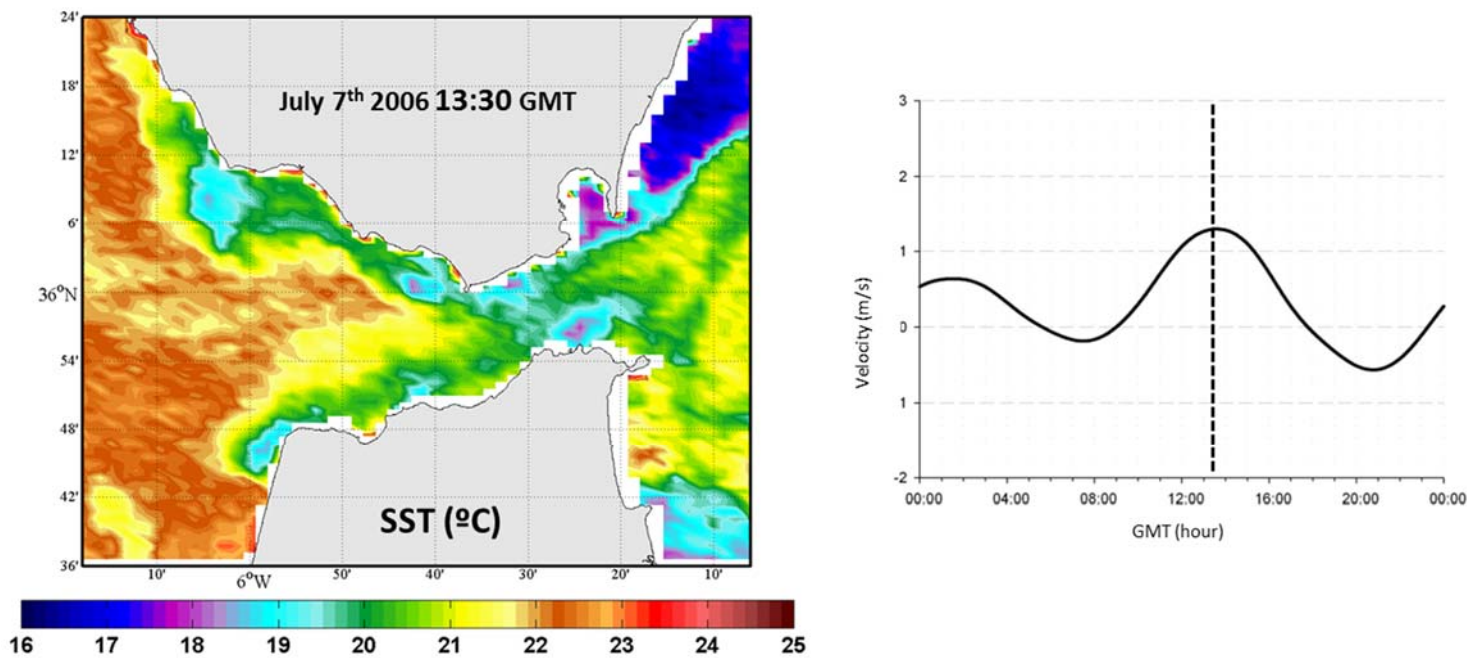


Figure 3.14 SST image obtained from the MODIS satellite during the eastward phase of the tidal current, showing several pools of colder water along the coastal margin.

Our hydrodynamic simulations reproduce the existence of a cyclonic eddy between Punta Paloma and Punta Tarifa (Figure 3.8), which shows a clear tidal variability: it is more developed in the eastward phase of the tidal current. The existence of these eddies would explain the high chlorophyll concentration in these zones, in spite of the intense tidal dynamic prevailing in the central zone of the Strait. The eddies would act as traps in which water masses are partially retained on the coastal margin, for longer times of residence, escaping from the fast eastward advection imposed on the central zone of the Strait by the upper layer flow towards the Mediterranean. From the results of the Lagrangian experiment illustrated in Figure 3.10, it can be deduced that a discrete water mass situated at the coastal margin, just to the west of Punta Camarinal, could stay for more than 12 days on the coastal margin before being definitively carried out through the Strait into the Mediterranean.

The coupling between the upwelling processes previously discussed and the cyclonic eddies forming at the coastal margin seems to be the mechanism that explains the higher chlorophyll concentration frequently found in those zones, because it makes possible a more or less continuous nutrient supply that, in turn, makes possible the phytoplankton growth in these areas. The phytoplankton ‘suctioned’ from the coast toward the central zone of the Strait is immersed in nutrient-rich waters and this fact may favour the growth of the phytoplankton while it is being transported to the Alboran Sea. It should be noted that the mere transport of phytoplankton through the Strait without undergoing these processes of nutrients supply and concentration would not produce the same growth possibilities; consequently the transport would be of less impact in defining the distribution of phytoplankton in the Alboran Sea. This last point highlights the importance of the sub-mesoscale processes acting in the region between Punta Camarinal and Punta Paloma for understanding the phytoplankton distribution in the Western Alboran Sea.

5. Concluding remarks

On the basis of the results presented, two main factors are identified that should be taken into account for understanding the tidally-induced sub-mesoscale transport processes in the Strait of Gibraltar in the region of the Camarinal Sill:

- I. The kinematics of the AMI linked to the internal tide and the associated large-amplitude internal waves around Camarinal Sill, which induces:

- a. Vertical mixing processes in both the central zone and at the coastal margin of the Strait, providing nutrient-rich water to the upper layer and coastal waters.
 - b. Divergence and convergence processes induced in the central zone of the Strait by the internal wave generation. These processes provoke the 'suction' of coastal waters towards the central zone of the Strait and the accumulation of particulate matter in the convergence zones created across the internal wave fronts.
- II. The presence of smaller tidal currents and tide-induced eddies at the coastal margins. These phenomena explain why the upwelling nutrient-rich water has a longer time of residence at the coastal margin between Punta Camarinal and Punta Tarifa.

The coupling between those processes provides the conditions for enhanced phytoplankton growth at the coastal margin between Punta Camarinal and Punta Tarifa, where coastal waters are well-supplied with nutrients. Therefore the phytoplankton 'suctioned' from this coastal area toward the central zone is accompanied by nutrient-enriched waters, which favours its growth while it is being transported to the Alboran Sea. Figure 3.15 attempts to illustrate how the involved processes interact giving rise to the transport of phytoplankton patches from the costal margins of The Strait of Gibraltar into the Alboran Sea.

The results obtained highlight the importance of the sub-mesoscale processes acting in the region between Punta Camarinal and Punta Paloma for understanding the behaviour of phytoplankton in the Western Alboran Sea.

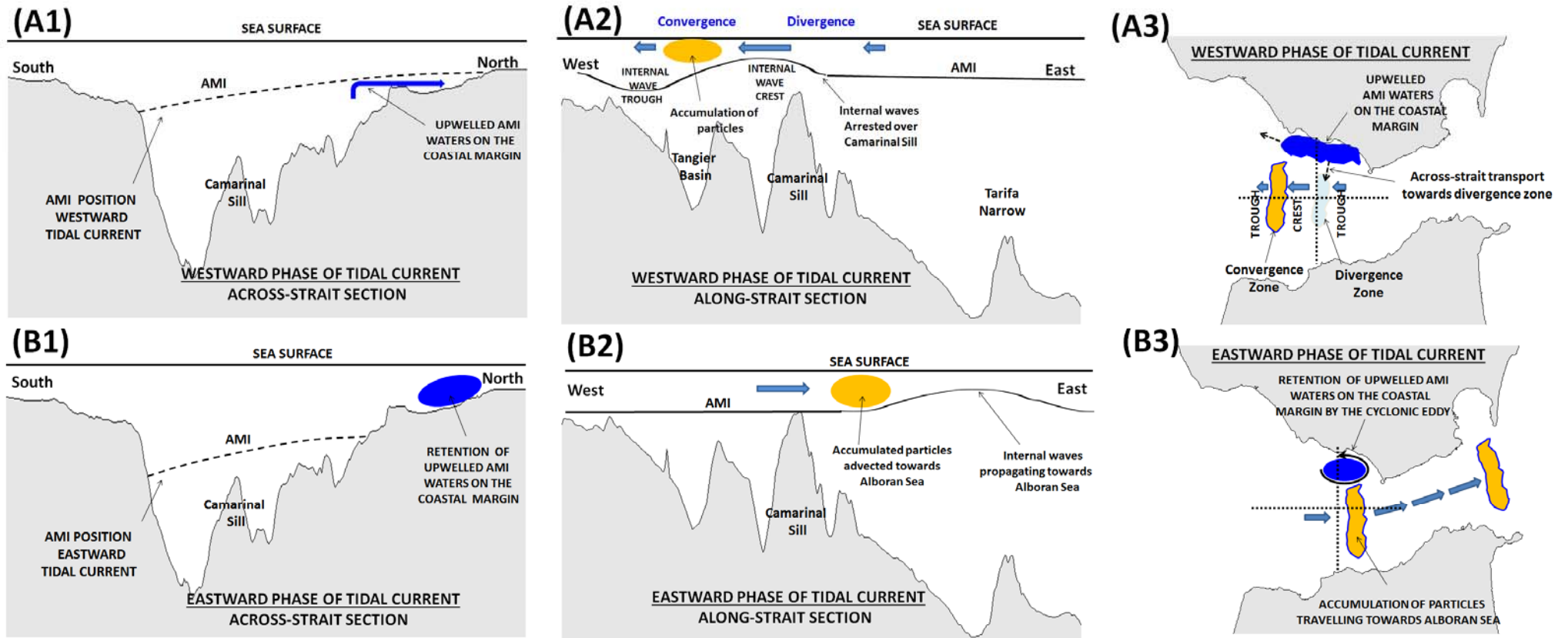
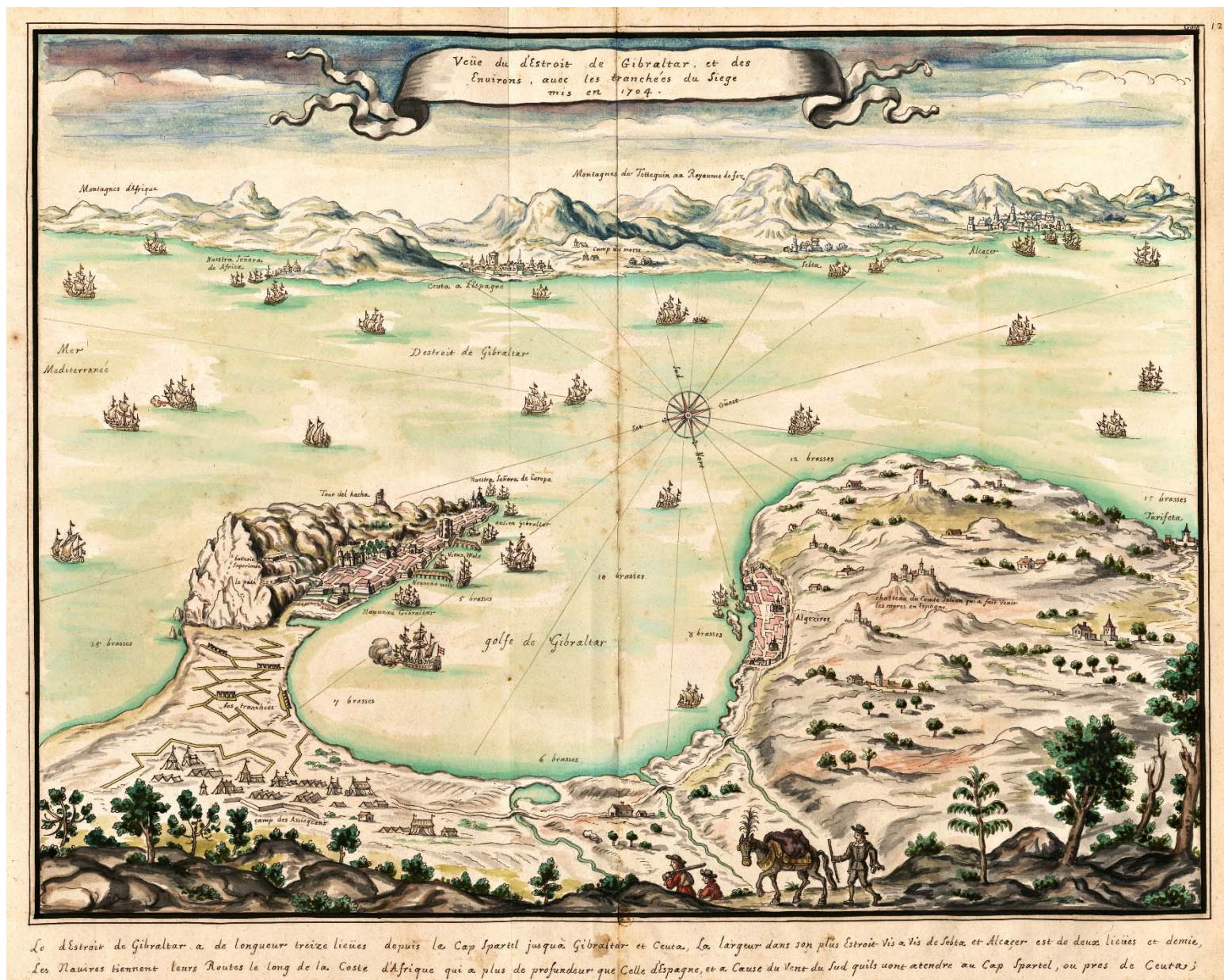


Figure 3.15 Illustration of the mechanism proposed to explain the formation of the nuclei of high concentration of suspended particulate matter (i.e. chlorophyll). During the westward phase of tidal current, **(A1)** the interface depth around Camarinal Sill rise up to shallower depths producing upwelling of AMI waters over the coastal margin, **(A2)** large-amplitude internal waves are generated around Camarinal Sill and stay arrested there inducing divergence of water transport in the upper layer east to the first internal wave crest and convergence toward west in the transition between crest and trough (from east to west) and **(A3)** the divergence zones induce an across-strait transport of water masses from the coast toward the center of the Strait; a considerable part of the particulate matter immersed in these waters are accumulated in the internal-wave induced convergence zones. Blue arrows indicate current velocity and the arrow's length indicate their relative intensity. During the eastward phase of tidal current, **(B1)** AMI deepens and part of the upwelled water during the westward phase of tidal current is retained on the coastal border, **(B2)** internal waves are released and particulate matter previously accumulated in the convergence zones is advected within the eastward current toward the Alboran Sea and **(B3)** part of the upwelled waters are retained on the coastal margins by the cyclonic eddy formed to the east of Tarifa, this nutrient enriched water makes possible phytoplankton growth on the coastal margin. Dotted straight lines in **(A3)** and **(B3)** indicate the location of the vertical sections shown in **(A1)** and **(A2)** and in **(B1)** and **(B2)** respectively.



Vista del Estrecho de Gibraltar y su entorno

Luis Boudan, 1704

(Gallica - Bibliothèque nationale de France)

Capítulo 4



Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras



1. Introduction

The Bay of Algeciras is a semi-enclosed water body at the southern tip of the Iberian Peninsula that opens to the south into the easternmost side of the Strait of Gibraltar (see map in Figure 4.1). It is around 10 km long by 8 km wide, with a maximum depth of about 400 m in the centre of the Bay.

Although the Bay has suffered considerable anthropogenic pollution for many decades, in the literature there are very few studies dealing with the circulation and renewal of water masses within the Bay. The first reference to the physical oceanography of the Bay of Algeciras is that appearing in an old study by Odon de Buen (1924), where colder surface water was reported in the Bay, compared with the adjacent surface water flowing through the Strait of Gibraltar.

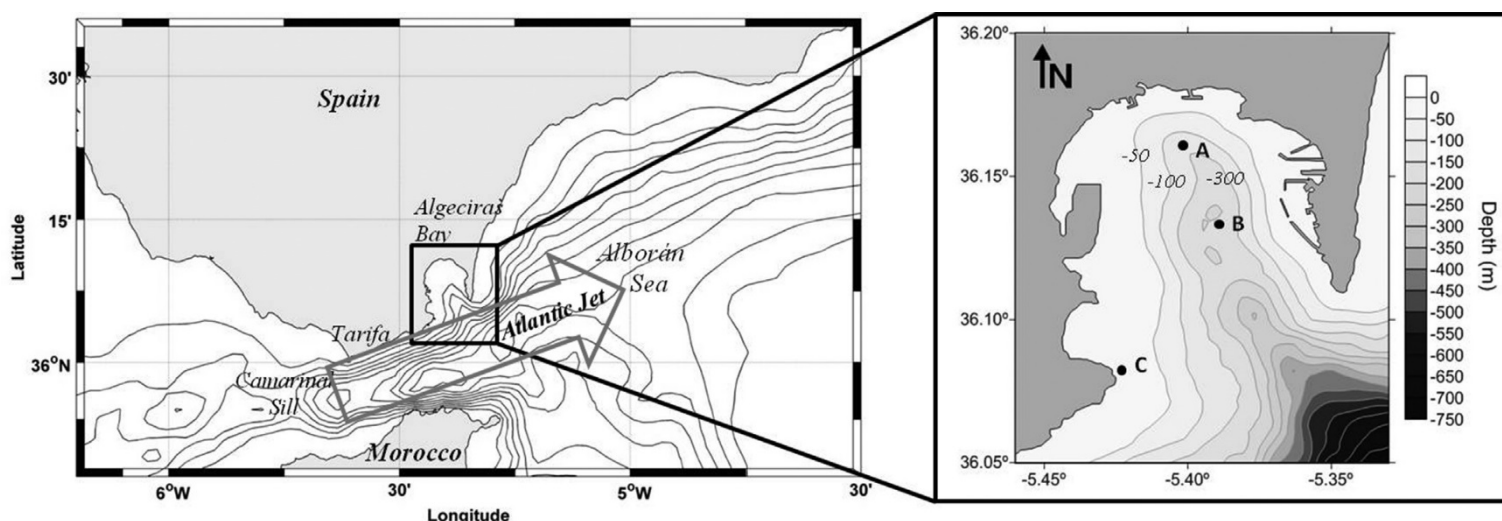


Figure 4.1 Map of the studied region indicating the location of the Strait of Gibraltar, the Alborán Sea, the Atlantic jet, and the Bay of Algeciras. Within the Bay of Algeciras, the sites of the measurement stations are shown. Point A is the location of the moored CTD, point B is the location of the onboard measurements (CTD casts and VM-ADCP profiles), and point C is the location of the bottom pressure sensor, moored at 21 m depth.

Although not many studies have been carried out specifically within the Bay of Algeciras, several researchers have studied the nearby oceanographic areas, the Strait of Gibraltar and Sea of Alboran. One of the phenomena analyzed most frequently is the high amplitude internal waves generated over the Camarinal Sill. On this topic, Watson and Robinson (1990, 1991) have reported the eastward orientation displayed by internal wave fronts near the mouth of the Bay, due to the refraction effects induced by the cross-strait interface slope and the cross-strait shear of the upper layer current, and the subsequent penetration of the refracted internal wave trains into the Bay. More

recently, Álvarez et al. (2011) have reproduced, using a 3D numerical model, the penetration into the Bay of the internal waves generated at the Camarinal Sill; the same authors have also indicated the importance of the diffraction processes affecting the propagation of the internal wave trains when they approach the mouth of the Bay.

In this oceanographic area, the largest internal waves are formed by the interaction of the barotropic tidal flow with the bottom topography of the Camarinal Sill and the stratified water column. The initial depression of the internal waves arises by non-linear processes and non-hydrostatic dispersion, and considerable amplitudes are reached, often up to 100 m, (Armi and Farmer, 1988; Richez, 1994; Vázquez et al. 2006).

This work presents an analysis of the role of large amplitude internal waves generated at the main sill of the Strait of Gibraltar (the Camarinal Sill) in explaining, along with the local tidal forcing, the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras.

2. Observations of tidal and shorter period dynamics within the Bay of Algeciras

The data used in this study were obtained in November-December 2006 during an oceanographic cruise carried out aboard the R/V “Mytilus”. Two different types of records are analyzed: first, a time series, three weeks long, of salinity, temperature and pressure recorded at a sampling interval of 1 minute, in two autonomous CTDs moored at station A (~220 m depth); and second, CTD (Conductivity, Temperature and Depth) and 300 KHz VM ADCP (Vessel Mounted Acoustic Doppler Current Profiler) profiles obtained onboard during a semidiurnal cycle at station B (~340 m depth) (see Figure 4.1). VM ADCP data were sampled at 1 minute intervals and vertical resolution for VM ADCP and CTD profiles was 4 and 1 m respectively. CTD and VM ADCP data were obtained during two different semidiurnal cycles, one at neap tide and another at spring tide, which will be referred to in the text as stage 1 and 2 respectively.

As complementary information, an ASAR image of sea surface roughness from the ENVISAT satellite and two aerial photographs (one taken from the International Space Station and another from an aircraft during a commercial flight) will be used. A

bottom pressure sensor has also been used to record the surface tide during the measurement period at Punta Carnero (point C on map of Figure 4.1).

2.1 Basic tidal dynamics

The evolution of the time series at the mooring places, and profiles of density and velocity taken from the vessel, are shown in Figures 4.2 and 4.3. Current profiles have been averaged over the period of time that the vessel remained on station in order to eliminate shorter-than-tidal-period oscillation in the current; the averaging times are shown in Table 4.1. CTD profiles were obtained during the down-cast of the probe, which lasted roughly 5 minutes.

The information regarding the stage 1 (neap tide) in Figure 4.2 is analyzed first. At low tide (casts C_4 and C_5), the direction of the tidal current is towards the head of the Bay in the upper layer, and towards the mouth in the lower layer. In the time between casts C_4 and C_5 , the depth of the pycnocline has increased. This behaviour indicates that, during this time interval, tidal current transport in the upper layer is greater than that in the lower layer. In the middle of the flood tide (cast C_1) the tidal current has weakened in the upper layer, and the pycnocline has reached its deepest position. At high tide (cast C_2) we found, as expected, the reverse situation to that found at low tide: the direction of the tidal current is towards the mouth in the upper, and towards the head in the lower layer. Finally, in the middle of the ebb tide (cast C_3), the tidal current has weakened again in the whole water column. In summary, tidal current intensities reach their maximum at low and high tide, while minimum intensities occur in the middle of the flood and ebb tide. Note that tidal current intensities hardly exceed 0.2 m s^{-1} .

The time series and vertical profiles corresponding to the stage 2 (spring tide) are shown in Figure 4.3. At low tide (cast C_1), the direction of the tidal current is towards the head of the Bay in the upper, and towards the mouth in the lower layer; and the pycnocline is located at a relatively shallow depth (about 40 m). From low tide to high tide (casts C_2 and C_3), the maximum tidal current intensity is reached in the upper layer, and this coincides with a steep plunge of the pycnocline, to a depth below 100 m. Surprisingly, only 2 h after high tide, in the middle of the ebb tide (cast C_4), a rapid intensification occurs in the tidal current towards the mouth in the upper, and towards the head in the lower layer. About 3 h later, at the start of the low tide (cast C_5)

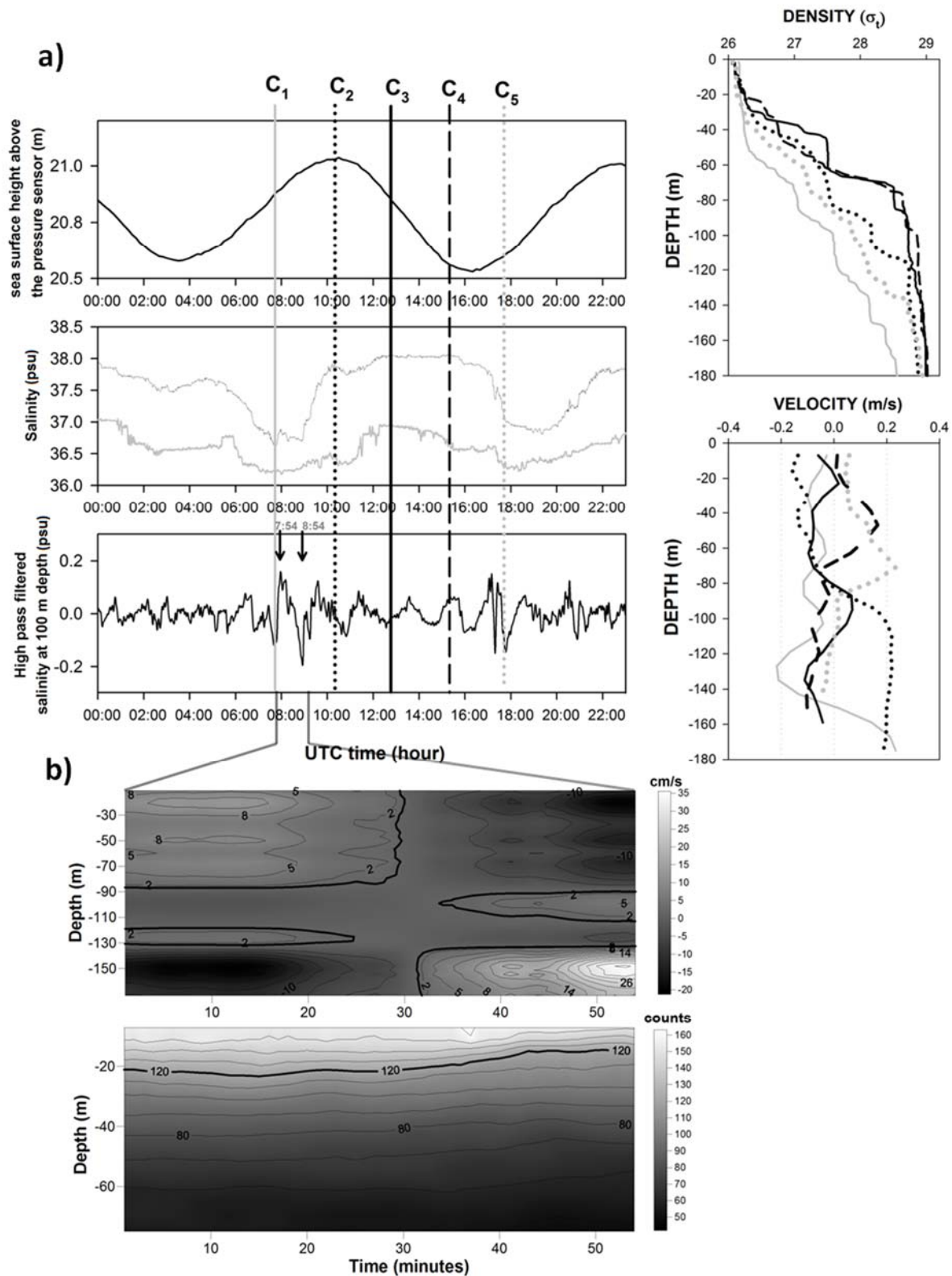


Figure 4.2 Observations during the neap tide stage. **(a)** On the left, time series for one day, recorded on November 15th 2006, from top to bottom; surface tide in the Bay; High pass filtered salinity at 40 m depth; and original salinity at the depths of 40 m (grey line) and 100 m (black line). Vertical lines indicate the start time when the ADCP and CTD profiles were obtained. Shown on the right, are the profiles of density and South-North velocity obtained at the times indicated by the vertical lines on the time series. **(b)** Upper, vertical section of the internal wave signal in the South-North component of the current velocity; lower, the echo intensity profiles recorded by ADCP. Velocities are expressed in cm s^{-1} . Black arrows on the high pass filtered salinity series and adjacent times indicate the moments when the internal wave (depression wave) was detected at station B (left arrow) and at station A (right arrow).

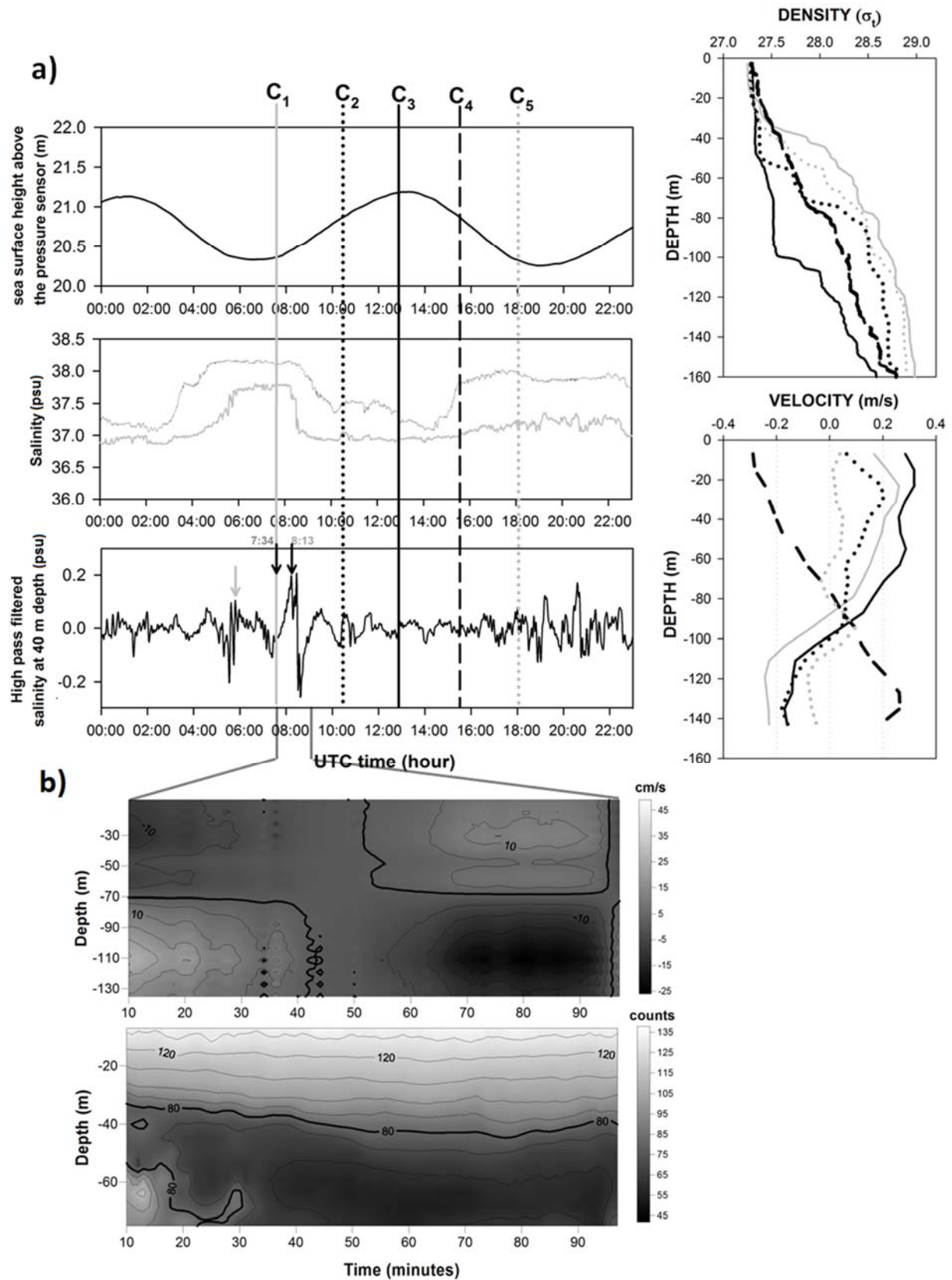


Figure 4.3 Observations similar to those of Figure 4.2, for the spring tide stage, on December 4th 2006. Notice that, due to a shallower pycnocline for the spring tide stage, the time series of high pass filtered salinity at 40 m depth has been chosen instead of 100 m. Black arrows on the high pass filtered salinity series and adjacent times indicate the moments when the internal wave (elevation wave) was detected at station B (left arrow) and at station A (right arrow).

currents have weakened and show the lowest values within the tidal cycle. These rapid changes in the current velocity intensity and direction could indicate the presence of internal overtides (i.e. an M_4 signal) which are more prone to develop during spring tide conditions. Note that, as expected, tidal current intensity reaches values up to 0.35 m s^{-1} , greater than those found in neap tide.

A remarkable feature in the density profiles is the sharp increase in density of the upper layer that takes place during the spring tide (stage 2). This change seems to be related to the behaviour of the Atlantic Jet entering the Alboran Sea. This jet is the main hydrodynamic feature of the upper layer in the easternmost part of the Strait. It has a typical width of about 30 km (Viúdez et al., 1998) and an eastward velocity of around 1 m s^{-1} . It is the main carrier of the Atlantic inflow water into the Alboran Sea. As shown in Figure 4.4, 5 days before the start of stage 1 (on November 9th 2006) the Atlantic jet occupied the whole transversal dimension of the Strait on its easternmost side. Four days later, on November 13th, the jet started to veer to the south, and moved away from the Spanish coast, leaving the Bay of Algeciras in direct contact with the waters of the western Alboran gyre. This situation persisted until the end of stage 2, as can be observed in the satellite images of December 4th. Under this behaviour of the Atlantic Jet, the upper layer waters of the Bay become saltier and colder, resembling the coastal waters of the northwestern Alboran Sea. Figure 4.5 shows the progressive change in the upper layer waters recorded at station A during the whole measurement period. The corresponding density change due to this water exchange could have changed the phase speed of the internal tide within the Bay, which in turn produced the different behaviour shown by the internal tide between the two stages.

Table 4.1 Times of starting and finishing the CTD casts performed at station B. The time of finishing ADCP measurements at the stations is indicated in parenthesis.

Cast	Stage 1			Stage 2		
	Date	Start (UTC)	Finish (UTC)	Date	Start (UTC)	Finish (UTC)
C1	15/11/2006	07:42	7:48 (8:47)	04/12/2006	7:34	7:40 (8:54)
C2	15/11/2006	10:14	10:20 (11:28)	04/12/2006	10:15	10:21 (11:10)
C3	15/11/2006	12:50	12:56 (13:53)	04/12/2006	12:39	12:45 (13:48)
C4	15/11/2006	15:15	15:21 (16:12)	04/12/2006	15:16	15:22 (16:25)
C5	15/11/2006	17:38	17:44 (18:35)	04/12/2006	17:52	17:58 (18:53)

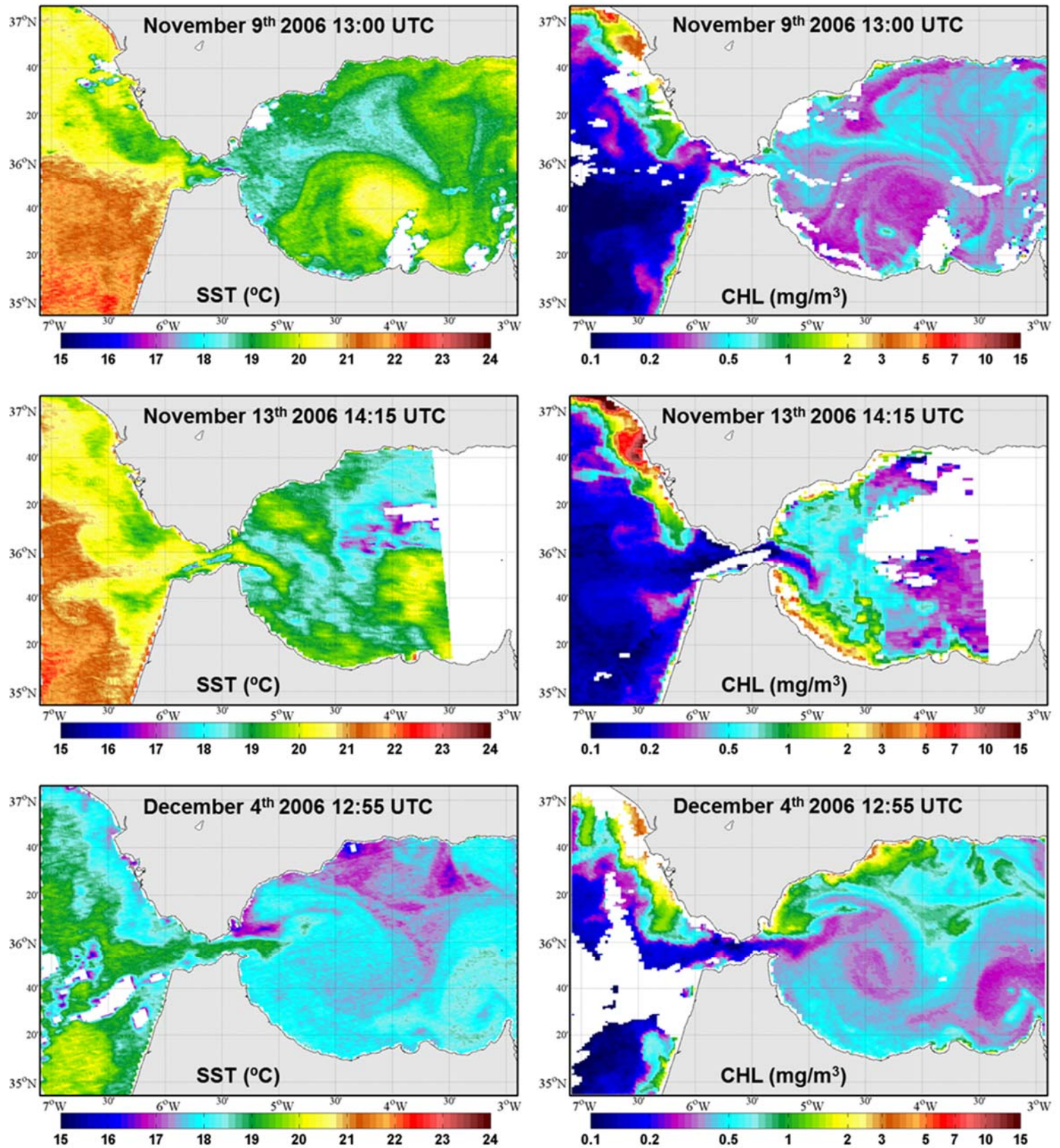


Figure 4.4 On the left, satellite images of SST (°C) and on the right, chlorophyll concentration (mg/m³). At the top, 5 days before the beginning of stage 1. In the middle, 1 day before the beginning of stage 1. At the bottom, at the end of stage 2.

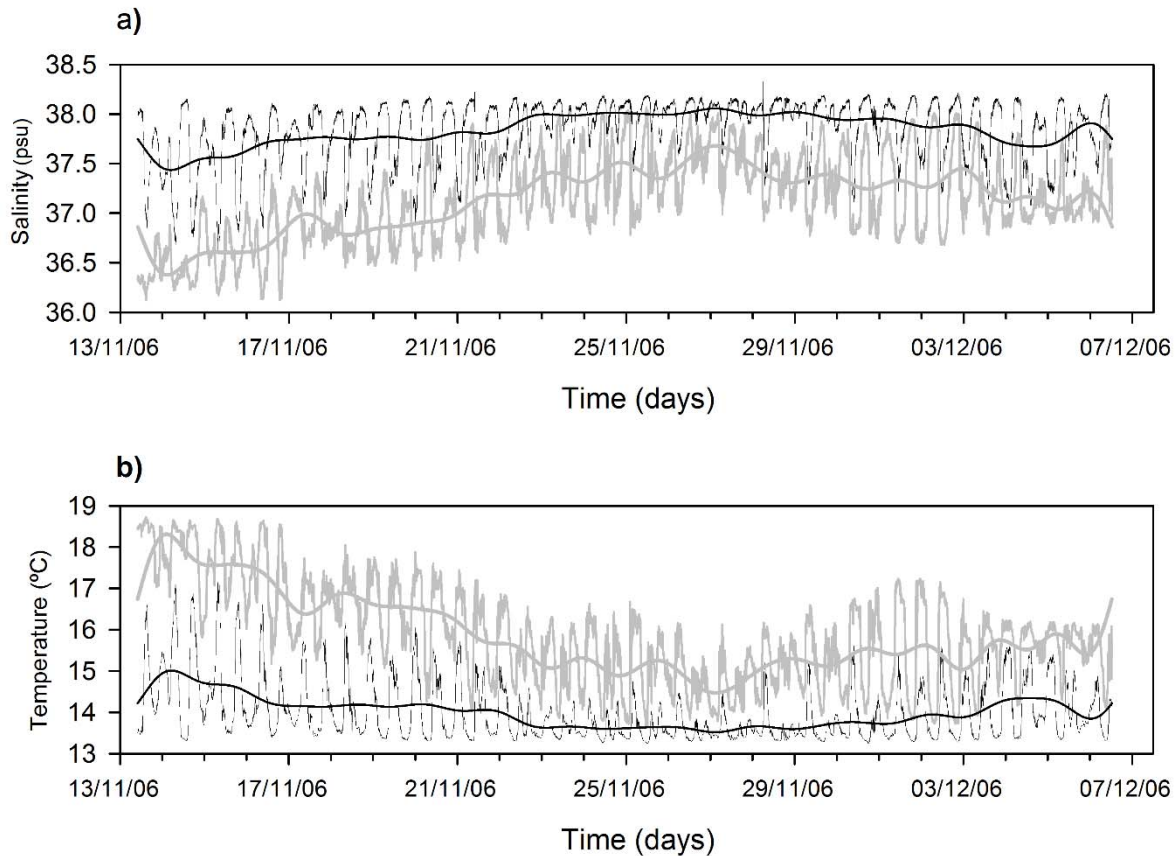


Figure 4.5 Time series of salinity and temperature recorded at the CTD mooring at station A. At 40 m depth (black lines) and at 100 m depth (grey lines). Low pass filtered signals, with a cut-off period of 33 h, are superimposed.

2.2 Shorter-than-tidal period oscillations

To isolate the salinity signal with oscillation periods shorter than the tidal ones, the original time series of salinity were filtered using a FFT filter. Looking at the resulting high pass filtered salinity series shown in Figures 4.2 and 4.3, we can see short-period oscillations with periods ranging from 20 to 120 minutes, which arrive in packets separated by time intervals of about 12 h. These signals are indicative of shorter-than-tidal period internal wave activity within the Bay.

In order to isolate the signal of these internal waves in the current velocity we have designed the following specific procedure:

1. First of all, in order to remove as much as possible of the time variability associated with periods longer than those expected for the internal waves (10 to 60 minutes), we have subtracted the mean value of the recorded values at each bin depth from the original records. It is expected that, after the

subtraction, the resulting time series no longer includes the tidal variability recorded during the sampling period, which is assumed to be small. Hereinafter, this signal will be called the ‘short period signal’.

2. In a second step, the baroclinic variability contained in the short period signal is isolated; this is done by applying to it an empirical orthogonal function (EOF) decomposition (Kundu et al., 1975). The EOF has been described as a useful technique for separating the barotropic and baroclinic variability of currents (i.e. tidal currents) (Candela et al., 1990; Bruno et al., 2000; Bruno et al., 2006). Once these common patterns are determined, the signal of the analyzed series can be expressed as:

$$u(z, t) = \sum_{j=1}^M e_j(z) a_j(t) \quad [4.1]$$

where $u(z, t)$ is the current velocity component in the predominant direction (the South-North component in our case), z denotes the spatial position (i.e. vertical coordinate), t is time, $e_j(z)$ are the EOFs (also known as spatial coefficients), $a_j(t)$ are the temporal amplitudes of the EOFs, and M is the number of EOFs (equal to the number of time series included in the analysis).

The records chosen for the analysis were those obtained during the first casts (casts denoted by C_1) in each of the two measurement stages (see Figures 4.2 and 4.3). As can be seen, these casts were performed during a time interval within which the passage of the short period internal waves was expected (see vertical black arrows in Figures 4.2 and 4.3); these are the waves, travelling northward, that were detected in the CTD mooring at station A several minutes later.

The results from the EOF analysis are shown in Figure 4.6. In the two stages the first EOF mode, the one explaining the major percentage of variance of the analyzed series, was a baroclinic mode with values that change their sign at about the depth of the pycnocline.

In Figures 4.2b and 4.3b, we can see the time evolution of the current velocity profiles corresponding to the first EOF. In stage 1, the captured baroclinic signal seems

to be consistent with a northward-propagating depression wave, with induced currents directed northward in the upper and southward in the lower layer; this is followed by an elevation wave, with induced currents directed southward in the upper and northward in the lower layer. In stage 2, the corresponding baroclinic signal is an elevation wave followed by a depression. Note that the time evolution of the echo intensity profiles measured by the ADCP at the same time as the current profiles (Figures 4.2b and 4.3b) support the previous description of the observed baroclinic disturbances. Low values of echo intensity, which depends on the concentration of suspended particles, are shallower/deeper depending on whether the pycnocline is shallower/deeper.

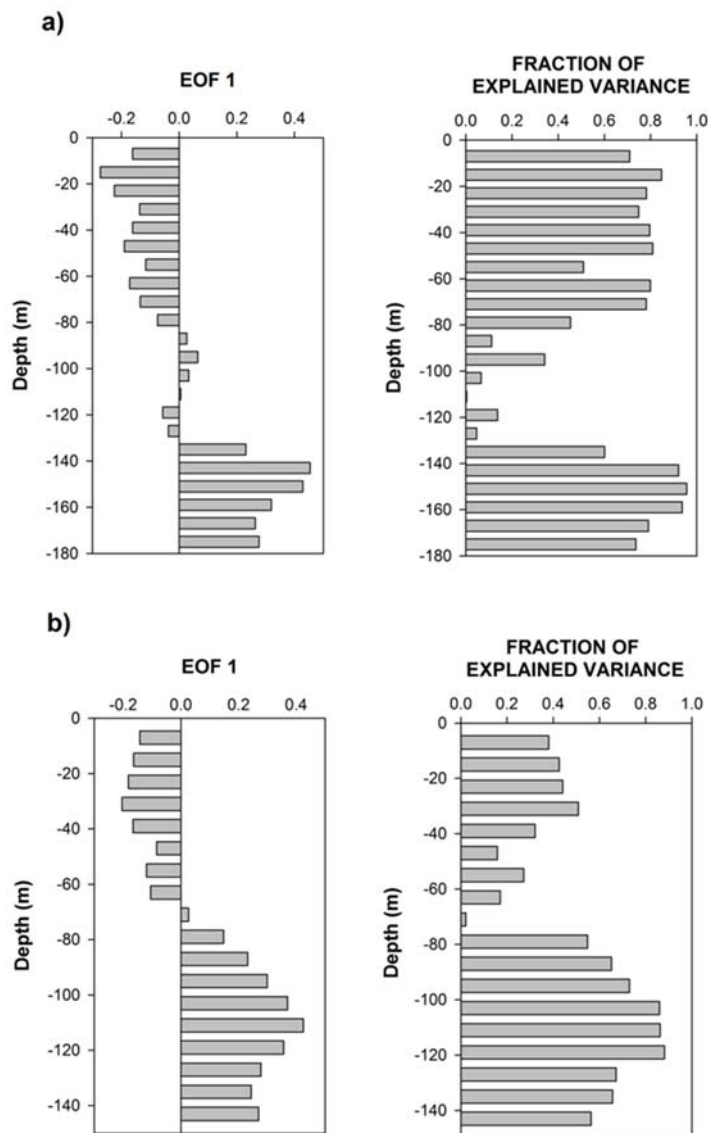


Figure 4.6 Results from the EOF analysis performed on the current velocity profiles recorded by VM-ADCP at station B, in order to isolate the internal wave signal in the south-north component of the current. **(a)** Results for the neap tide stage. On the left, the distribution by depth of the spatial coefficients of the first empirical mode; and on the right, the fraction of variance explained by the first mode at each depth level; **(b)** The same as a) for the spring tide stage.

The inferred arrival times of these perturbations at station A (see black arrows in Figures 4.2a and 4.3a) are in good agreement with the theoretical travel times of the internal waves between the stations, which can be computed using the first order long-wave non-linear theory. Under this theory, the phase speed of a first-mode internal solitary wave may be computed (Lee and Beardsley, 1974) as:

$$c = c_0 + \alpha a \quad [4.2]$$

where a is the amplitude of the solitary wave; and c_0 is the linear phase speed of the first baroclinic mode, which is equal to the highest eigenvalue of the Sturm–Liouville problem (Lee and Beardsley, 1974; Vlasenko et al., 2005):

$$\frac{c_0^2}{N^2(z)} \bar{\psi}_{zz}(z) = \bar{\psi}(z) \quad [4.3]$$

where $\bar{\psi}(z)$ is the amplitude of the stream function corresponding to the 2D problem disregarding Earth rotation effects, with coordinates x and z oriented, respectively, in the propagation direction of the internal wave and upward; and $N(z)$ is the Brunt–Väisälä profile characterizing the background density field. Subscripts indicate derivatives with respect to the z coordinate. The coefficient α in Equation [4.2] is given by:

$$\alpha = \frac{1 \int_0^H \bar{\rho}_{zz} \bar{\psi}_1^3(z) dz}{6 \int_0^H \bar{\rho}_z \bar{\psi}_1^2(z) dz}$$

where $\bar{\rho}(z)$ is the undisturbed density profile; H is the bottom depth; and $\bar{\psi}_1(z)$ is the eigen function of the problem given by the Equation [4.3] corresponding to the first baroclinic mode. Note that in the framework of this long wave theory, internal waves propagate only horizontally, and group and phase speed differ only by a very small value (Watson, 1994).

Using the $N(z)$ profiles computed from the density profiles obtained at station B corresponding to the casts C_1 and C_2 in both survey stages, for an amplitude of the solitary wave $a=15$ m inferred from the echo intensity profiles (Figures 4.2b and 4.3b), we get the values $c=1.06$ m s⁻¹ (C_1) and $c=1.12$ m s⁻¹ (C_2) for stage 1, and $c=1.03$ m s⁻¹ (C_1) and $c=0.98$ m s⁻¹ (C_2) for stage 2. With these values of c , the travel times of the

internal perturbations from station B to A, taking the distance between these stations as 3.24 Km, are 0.85 h (C_1) and 0.80 h (C_2) h for stage 1 and 0.87 h (C_1) and 0.92 h (C_2) for stage 2. These values agree quite well with those estimated using the differences between the arrival time of the perturbation at the two stations, 0.93 h and 0.70 h for stages 1 and 2 respectively (see Figures 4.2a and 4.3a). Considering the small difference of the calculated celerity between the two stages, a more similar time difference between the arrival times of the internal wave should be expected. We think that this difference may be explained by the differences in the current profile of the internal waves found in each stage. It should be noted that current profiles closer to the observations of the internal waves indicate an upper-layer current moving counter to and coincident with the propagation direction, respectively, in stages 1 and 2.

3. Origin of the short-period oscillations in salinity records: large-amplitude internal waves coming from the Camarinal Sill

The visual evidence for the arrival at the Bay of Algeciras of refracted large-amplitude internal wave fronts, proceeding from the Camarinal Sill region (see Figure 4.7) provides a likely cause for the salinity oscillations recorded at the measurement stations.

Following Vázquez et al. (2008), once these internal waves form at the Camarinal Sill, they get trapped on the lee side of the Sill because critical or supercritical conditions are established over this topographic feature. The instantaneous internal Froude number for continuous stratification (Hibiya, 1986; Vázquez et al, 2008) is customarily used to characterize the hydraulic conditions of the flow:

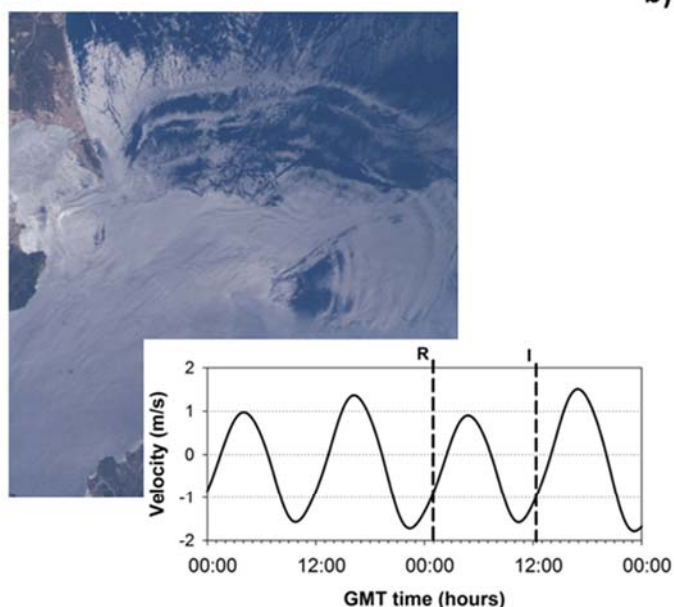
$$F(t) = U(t)/c$$

where $U(t)$ is the instantaneous barotropic current; and c is the linear phase speed (phase speed) of the first baroclinic mode. Critical or supercritical conditions are then reached when $F(t) \geq 1$, while subcritical conditions correspond to $F(t) < 1$.

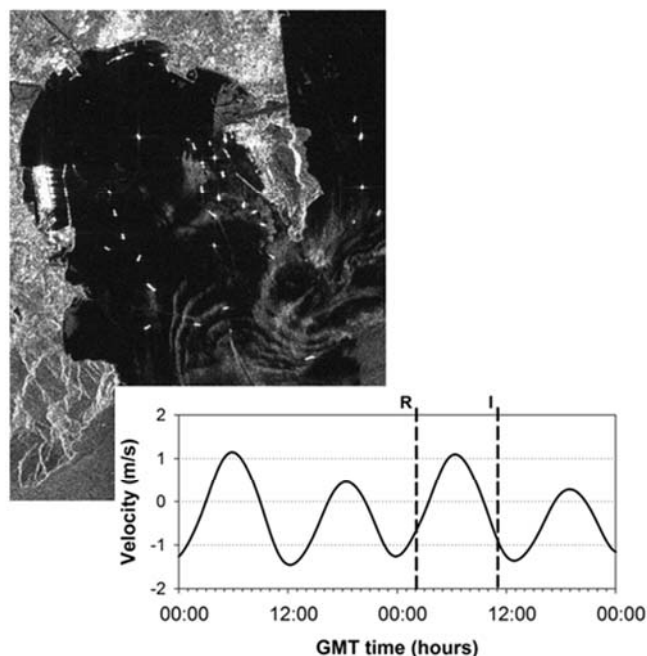
Vázquez et al. (2008) found that the internal waves with largest amplitude were generated over the Camarinal Sill during periods of westward-flowing barotropic current only when $F(t) \geq 1$ over the Sill. These authors also found that critical

conditions were established once the intensity of the barotropic flow reached 1 m s^{-1} . It is deduced from this fact that the first mode phase speed over the Sill, for the stratification condition prevailing during the outflow, is roughly 1 m s^{-1} . Accordingly, the condition for the generation of the internal waves may be replaced by $U(t) \geq 1 \text{ m s}^{-1}$. This means that when the westward barotropic tidal current over the Sill reach 1 m s^{-1} , large internal undulations generated on the lee side of the Sill are blocked by the critical conditions upstream, and experience a notable increase in amplitude. Once the barotropic current intensity has weakened to less than 1 m s^{-1} , subcritical conditions over the Sill are established and the internal waves are released, to begin their propagation towards the Alboran Sea.

a) 2004 June 3th 12:21 GMT



b) 2003 November 12th 11:00 GMT



c) 2008 August 24th 16:00 GMT

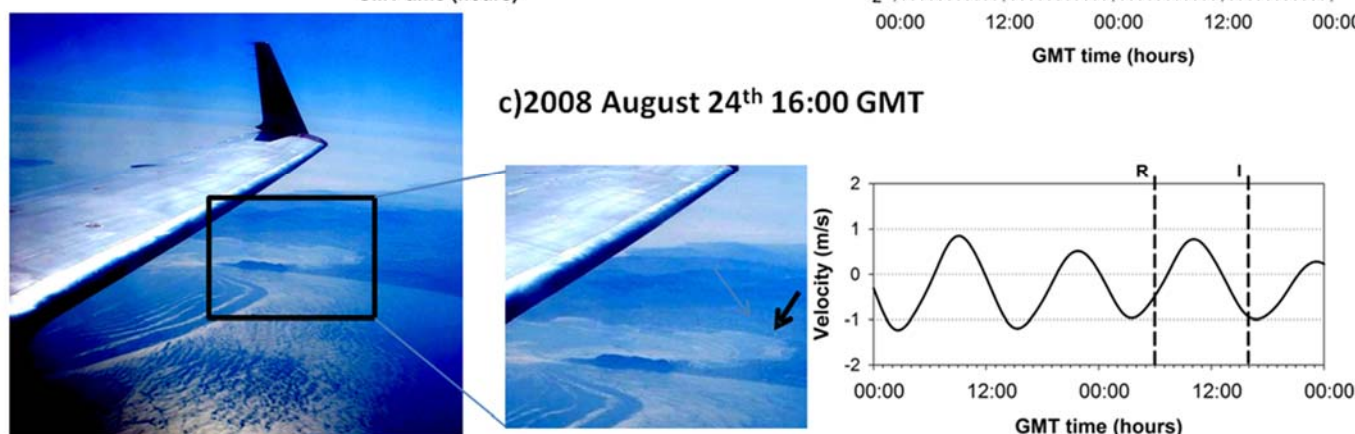


Figure 4.7 Observational evidence of the refracted fronts of eastward-propagating internal waves and those entering the Bay of Algeciras. **(a)** Photograph taken from the NASA International Space Station. **(b)** ASAR image from the ENVISAT satellite. **(c)** Photograph taken from a commercial aircraft. Together with each image, one day of predicted barotropic tidal current over the Camarinal Sill is presented. The dashed vertical lines indicate the predicted time for the release of internal waves from the Camarinal Sill (R) and the time when the corresponding image was taken (I), respectively.

Therefore, an empirical model based on the predictions of barotropic tidal current over the Camarinal Sill may be capable of predicting the time when large-amplitude internal waves are generated, and the time when they will be released and will propagate towards the Alboran Sea.

In Figure 4.7, three images illustrate the arrival of refracted large-amplitude internal wave fronts at the eastern side of the Strait of Gibraltar proceeding from the region of the Camarinal Sill. Those internal waves are released from the area where they are generated when subcritical conditions are reached over the sill, in other words, when the westward barotropic flow weakens to less than 1 m s^{-1} (Vázquez et al., 2008). The time difference between the arrival of the internal waves at the eastern side of the Strait and the predicted release of the waves from the Sill was $\sim 11 \text{ h}$ for images 4.7a and 4.7c and $\sim 9.25 \text{ h}$ for image 4.7b.

Figures 4.8 and 4.9 show the predictions of barotropic tidal current velocity during neap (Figure 4.8) and spring (Figure 4.9) tide conditions within the observation period, along with the time series of high pass filtered salinity at station A. Such predictions have been made using the results from a harmonic analysis applied on a current velocity series recorded by an ADCP, moored over the Camarinal Sill during six months (see Vázquez et al. (2008) for more details). It can be seen that the predicted westward barotropic tidal current does not always reach 1 m s^{-1} during neap tides: this velocity is only reached alternately, with a basically diurnal periodicity. Nevertheless, maximum westward barotropic tidal currents exceed 1 m s^{-1} during all tidal cycles in spring tides.

Note that during the neap tide stage (Figure 4.8) it seems that internal waves are received at station A, even when the empirical model does not predict critical or supercritical conditions during the westward phase of the tidal current over the Camarinal Sill. This finding may be explained by taking into account the modification of the hydraulic conditions over the Sill produced by subinertial flow variations, forced by atmospheric pressure fluctuations in the western Mediterranean (Vázquez et al., 2008). This mechanism is responsible for the activation of internal wave events during neap tides, and inhibition during spring tides. Vázquez et al. (2008) have demonstrated that an increase in the atmospheric pressure over the western Mediterranean provokes a westward flow that, added to the westward tidal current

over the Camarinal Sill, is able to promote the occurrence of critical or supercritical conditions there, even when the maximum westward tidal current has an intensity of less than 1 m s^{-1} . Hence, generation of the large-amplitude internal wave is possible, even when the mentioned empirical model (which only deals with tidal current) predicts subcritical conditions over the Sill. Following this result and considering Figure 4.8a, it may be thought that the increase of atmospheric pressure taking place during the period between 2006/11/10 and 2006/11/16 could have activated the internal wave generation that was possibly produced during the westward tidal current phases that did not reach the intensity of 1 m s^{-1} .

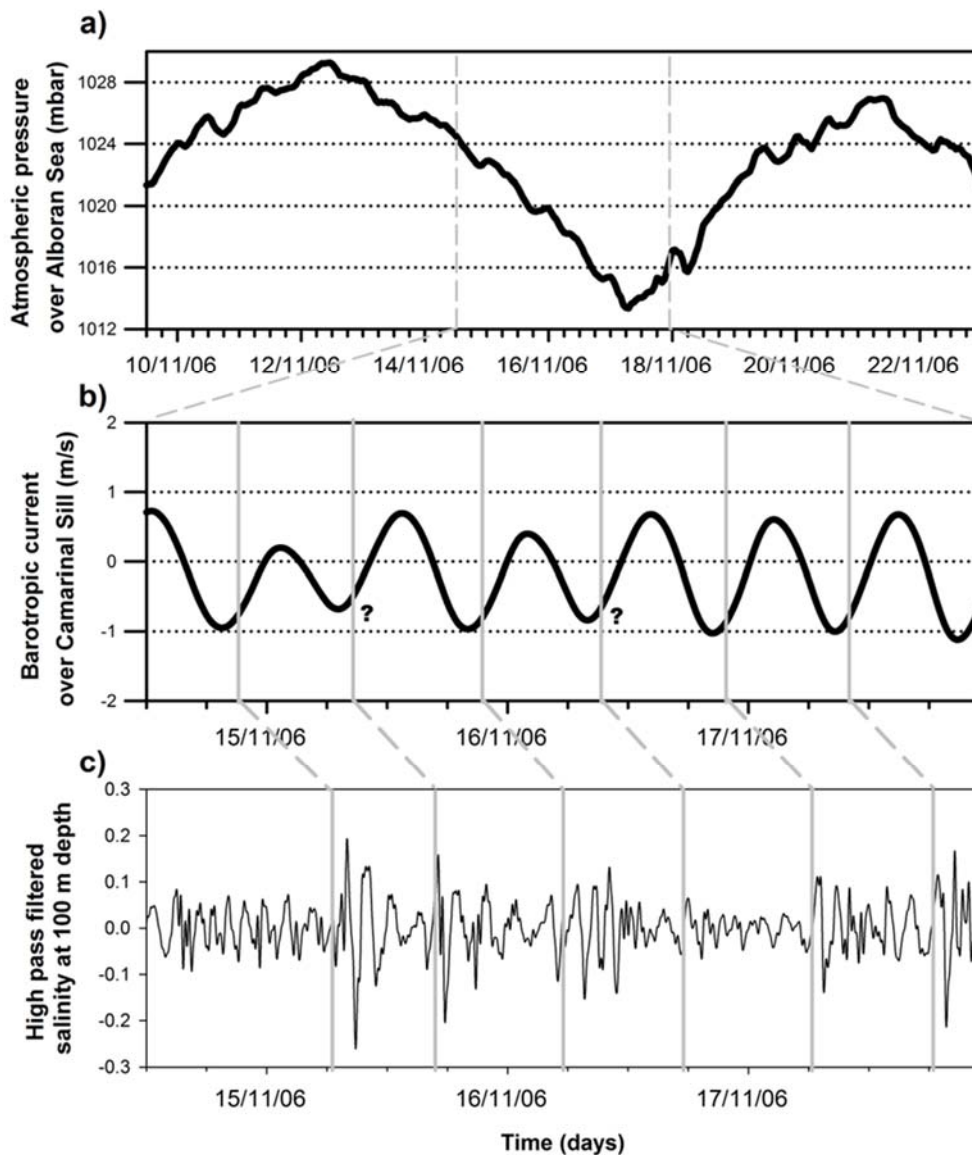


Figure 4.8 Time series during the neap tide stage. **(a)** Sea level atmospheric pressure over the Alboran Sea, simulated with the MM5 (fifth generation mesoscale model) atmospheric model. **(b)** Barotropic tidal current prediction over the Camarinal Sill (see Figure 4.1). **(c)** High pass filtered salinity series. Vertical grey lines indicate the predicted time for the release of internal waves from the Camarinal Sill (upper) and the arrival of the internal waves at station A (lower). The symbol ? indicates that the velocity of the predicted maximum westward tidal current over Camarinal Sill did not reach 1 m s^{-1} .

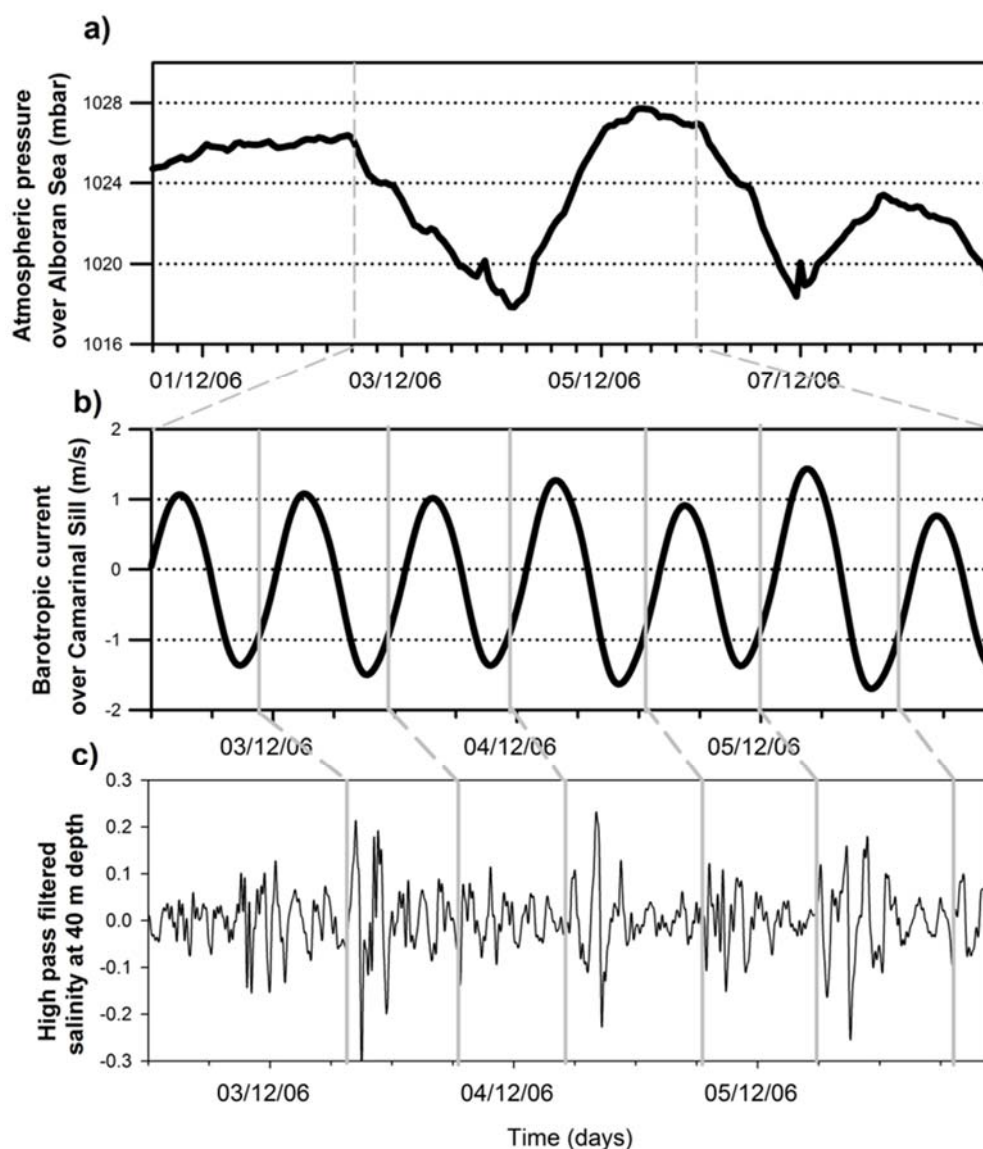


Figure 4.9 The same as Figure 4.8, but for the spring tide stage.

Given the conditions predicted over the Camarinal Sill, during the spring tide stage (Figure 4.9), internal waves are expected to be generated at the Sill during each westward tidal current phase signal. This outcome is confirmed by the high frequency oscillations in the salinity record received at station A.

The signal of the internal waves, presumably generated at the Camarinal Sill, is detected at station A 8.34 h (on average) after the predicted release of the wave (taken as the moment when the predicted intensity of barotropic current is less than 1 m s^{-1}); the observed time-lag oscillates between 8.5 and 10 h in neap tides, and between 8 and 9 h in spring tides. Those values compare fairly well with the time-lags shown in the

images of Figure 4.7. In addition, those values are also quite consistent with the mean phase speed of the internal waves between the Camarinal Sill and the eastern side of the Strait (Sánchez-Garrido et al., 2008; Vázquez et al., 2009). In Figures 4.8 and 4.9 it is worth noting that, as found in Sánchez Garrido et al. (2008), the shorter the predicted travel time, the greater the maximum eastward tidal current. These results support the belief that internal waves recorded within the Bay could have been generated at the Camarinal Sill. However, from our results, the existence of internal wave activity from other origin within the Bay cannot be discounted. In fact, Figure 4.7b shows a group of internal waves apparently being propagated westward from Gibraltar. Moreover, Watson and Robinson (1990) have reported the recording by a ship-based radar of internal waves being propagated northward, possibly generated from instabilities in the Atlantic Jet front at the eastern side of the Strait. We think that the short period oscillations in high pass filtered salinity series, indicated by the vertical grey arrow on Figure 4.3a, is likely to be a manifestation of waves of this type. Lastly, local generation of internal waves due to the interaction of the internal tide with the bottom topography of the Bay cannot be discounted. In any case, locally-generated internal waves at the head of the Bay do not seem have been present in the ADCP records obtained at station B, since the internal waves observed are propagated towards the head of the Bay.

4. Mixing phenomena induced by the internal tide strain and the arrival of the internal waves

It has been demonstrated that the arrival of large-amplitude internal waves in the Bay of Algeciras is a frequently recurring phenomenon. In this section we discuss the possible importance of those internal wave events for the occurrence of vertical mixing processes within the Bay. We think that the disturbance in the current velocity associated with the internal waves may significantly increase the vertical shear of the horizontal current, which may lead, in turn, to the occurrence of vertical mixing in the water column.

Returning to the density profiles obtained at station B, shown in Figures 4.2 and 4.3, we can observe that step-like structures seem to appear once internal waves have passed by the site: see, for instance, the profiles corresponding to casts C₁, C₂, C₃ and C₅ of stage 1. This last cast offers the best evidence to link the step-like structures with

the internal waves. Note that, in the previous cast (cast C₄), step-like structures are absent whereas they appear clearly in the cast C₅ once the internal wave signals have been recorded at the station. Note also that density steps found in cast C₁ are still present in cast C₂ about 2 h later. From this observation, it is deduced that step formation phenomena may be extended to a relatively large area within the Bay, since advected step-like structures passing the measurement station lasted for a relatively long interval of time. Once the step-like structure is formed, a re-stratification of the water column is prevented by the action of the vertical shear of velocity, provided the latter is high enough to provoke subcritical values of R_i . This is a plausible explanation of why such structures may be maintained for relatively long time-intervals.

In addition to the effect of the internal-wave-generated vertical shear, another factor to take into account is the contribution of internal tide strain to the weakening of the density stratification within the pycnocline. It is known that the interaction between these two phenomena (strain and vertical shear) is important in triggering the diapycnical mixing processes (Carter and Gregg, 2002; Kunze et al., 2006). This last issue will be assessed in the following subsection.

4.1 Role of the internal tide strain in the weakening of density stratification

To assess the effect of the internal tide strain we have fitted each density profile, obtained at station B, to a linear combination of the vertical dynamical modes obtained from the solution of the Sturm-Liouville problem given by Equation [4.3]. The $N(z)$ profile used has been obtained for a mean density profile computed by averaging the five profiles taken at each station over a semidiurnal tidal cycle. Once the vertical modes $\hat{\psi}_n(z)$ are computed, density profiles may expressed in terms of these modes as

$$\rho_m(z_i, t) = \rho_0(z_i) + \frac{\rho_0(z_i)}{g} \sum_{n=1}^M \gamma_n(t) \Gamma_n(z_i) \quad [4.4]$$

where $\rho_0(z_i)$ is the time-averaged density profile; z_i is the vertical coordinate of the density observations; M is the number of modes considered; $\Gamma_n(z_i) = N^2(z_i) \hat{\psi}_n(z_i)$; and $\gamma_n(t)$ are the time-dependant coefficients determined by the least squares fit to the observed profiles at the different times of the CTD casts. Hereinafter, we will assume

that, once the coefficients $\gamma_n(t)$ have been determined, the strain effects of the internal tide on the density profiles will be adequately reproduced through Equation [4.4].

Shown in Figures 4.10 and 4.11, for the two stages respectively, are the vertical functions $\Gamma_n(z)$ for the first three baroclinic modes corresponding to the time-averaged density profile shown on the right. Shown below are the synthesized density profiles on the basis of Equation [4.4] superimposed on the observed profiles, for the CTD casts available in the two measurement stages. Also shown are the synthesized $N^2(z)$ profiles, at the bottom.

We begin by describing the results corresponding to the neap tide stage (Figure 4.10). In cast C₁ it can be seen that the reconstruction of the density profile in terms of the dynamical modes resembles fairly well the step-like structures of the observed profile, although the observed $N^2(z)$ (Figure 4.10d) shows a greater weakening of the stratification than that generated by the fitting to vertical dynamical modes. So it is quite likely that those structures were, at least originally, occasioned by the internal tide strain. However, once the density stratification is weakened by the strain effect in a given portion of the water column, the vertical mixing processes induced by vertical shear of the horizontal velocity are more prone to occur. On this point, it is worth noting the internal waves that passed the station during cast C₁, which could have contributed to the occurrence of vertical mixing within the density step that previously could have been formed by the internal tide strain. In cast C₂, we can see that the synthetic density profile fails to resemble the step-like structures remaining in the observed profile. This result indicates that now, such step-like structures cannot be explained in terms of the internal tide strain, even when they were primarily triggered by that effect. Note that the density step located about 50 m deep is maintained during casts C₃ and C₄, whereas such structures do not seem to be explained by the internal tide strain. Finally, in cast C₅, the synthetic density profile again matches fairly well the observed profile; this suggests that now the existing step-like structures could have been formed by the strain effect.

As a general rule, during the spring-tide stage (Figure 4.11), step-like structures are less thick than those found in stage 1. In cast C₁ the synthetic density profile fits very well the observed profile; this indicates that observed step-like structures may be explained basically in terms of the internal tide strain. However, in cast C₂ clear density

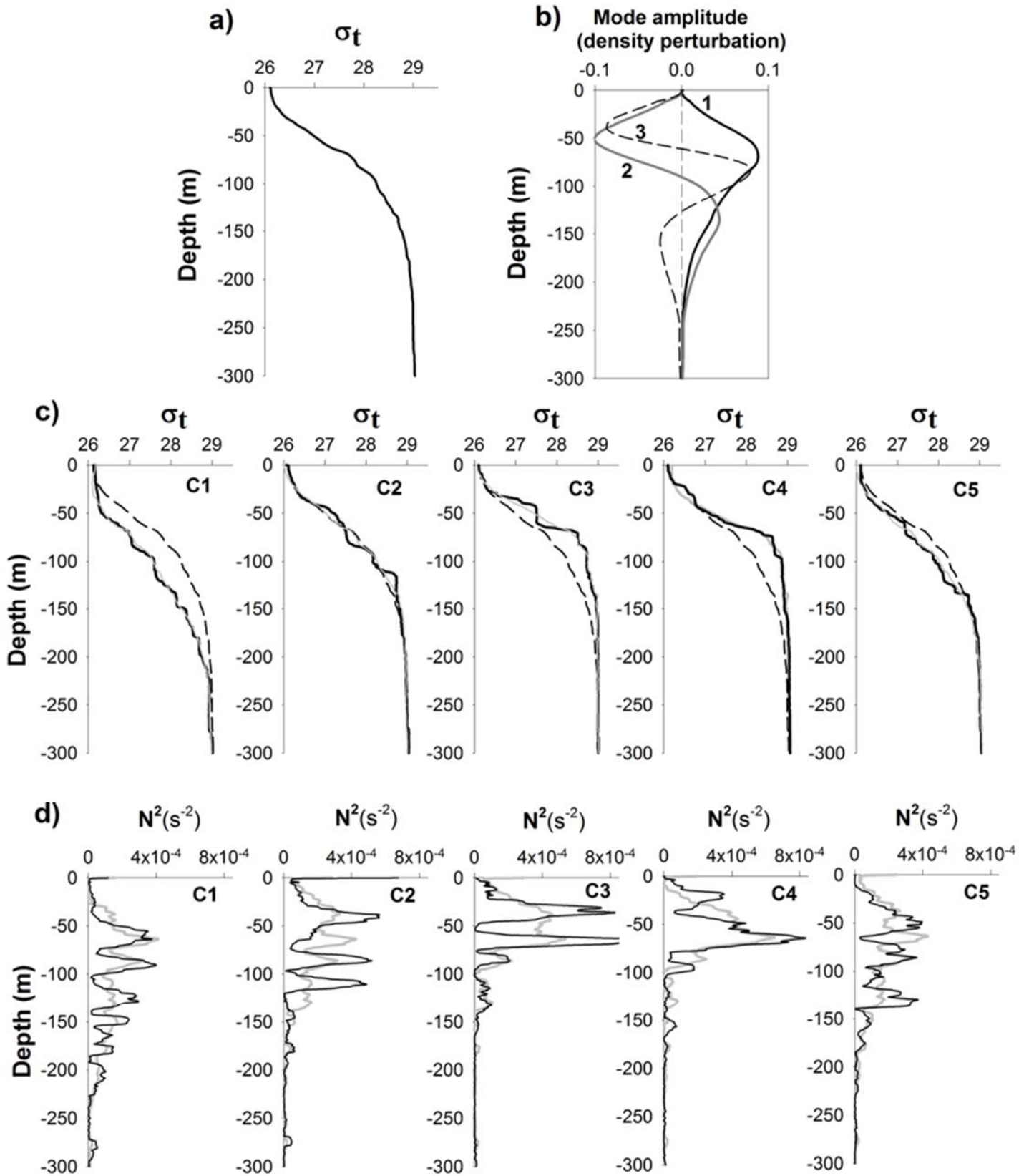


Figure 4.10 Results from fitting the observed density profiles, during the neap tide stage, to Equation (4). **(a)** The time-averaged density profile used to compute the vertical modes of the density perturbations; **(b)** The three first vertical modes $\Gamma_n(z)$; **(c)** Density profiles synthesized using the coefficients $\gamma_n(t)$ of Equation (4) for each cast (grey line) superimposed on the observed density profiles (black line), dashed line curve is the time-averaged density profile; **d)** Synthesized profiles of $N^2(z)$ (grey line) superimposed on the observed profiles (black line).

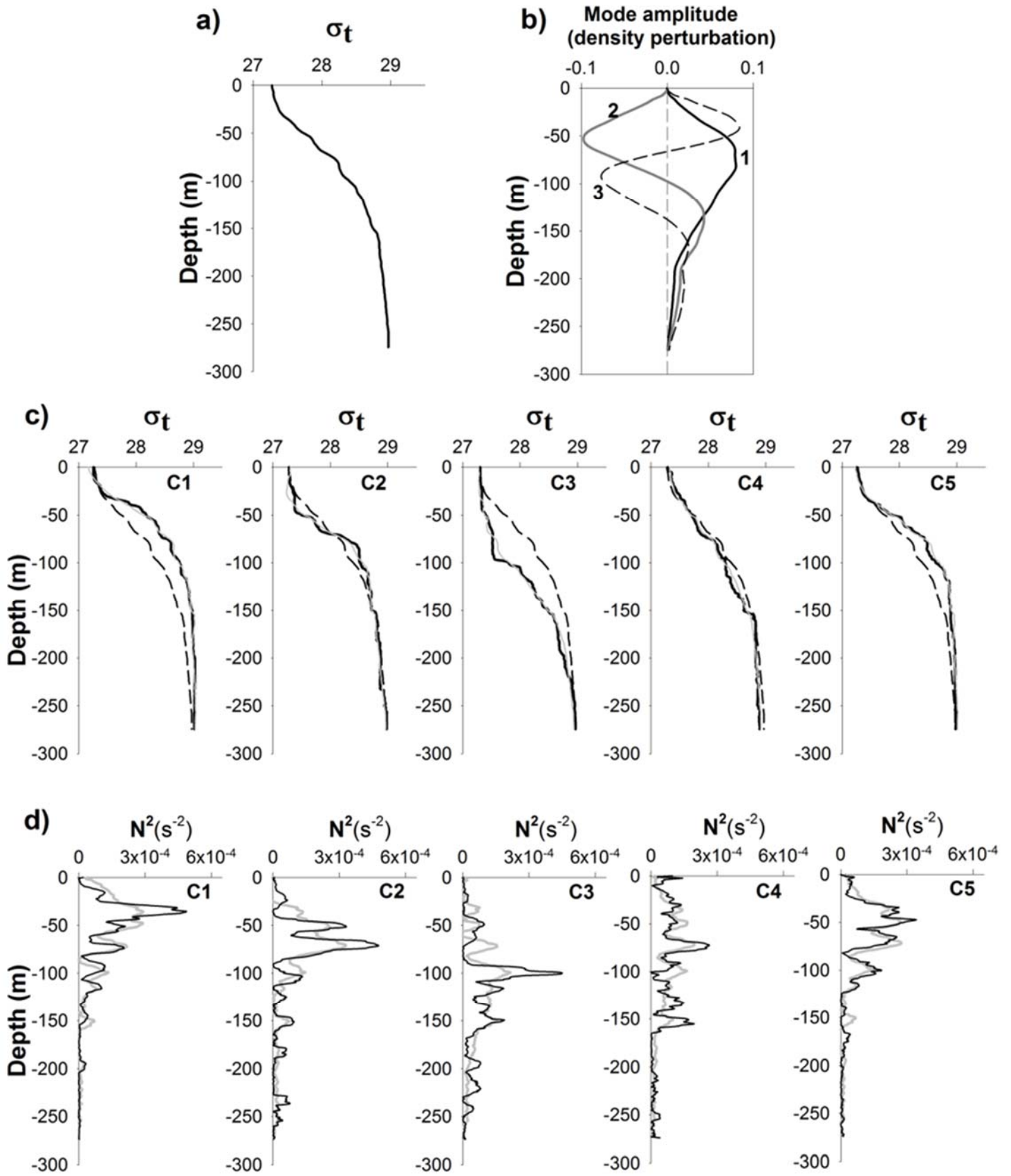


Figure 4.11 The same as Figure 4.10, but for the spring tide stage.

steps can be seen just above 100 m deep and below 50 m deep; these are not explained by the synthetic density profile. This idea is also supported by the comparison between the synthetic and observed $N^2(z)$ profiles. Therefore, it seems that these density steps could be formed by vertical mixing episodes possibly preceded by a weakening of the stratification due to the internal tide strain. It is worth noting that internal waves pass by the station just during the performance of cast C1 (see Figure 4.3), which could favour the occurrence of vertical mixing within the density steps. We will return to this idea in the next section. In cast C3, the density steps mentioned evolve, changing their depth and thickness; and finally in casts C4 and C5 a stratification of the density seems to take place and in these cases, step-like structures are fairly well explained in terms of the internal tide strain.

4.2 Gradient Richardson number computations

To predict when vertical mixing is expected to occur, it is customary to use the gradient Richardson number, which is defined as:

$$R_i = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

where N is the buoyancy frequency profile in the undisturbed state; u is the south-north current velocity; and z is the upward vertical coordinate. However, the correct interpretation of these measurements made in field studies is usually a difficult task. An example of the types of difficulty one can find is when the profile of this parameter is calculated some time after the water column has undergone a vertical mixing event, when the motive of the research is just to identify the conditions prior to the occurrence of that event. For instance, if R_i is computed over the span of a recently-mixed portion of the water column, a little vertical shear of the horizontal velocity may be enough to produce subcritical values of R_i . In such a case, these values may be indicating correctly the propensity of that portion of the water column to undergo vertical mixing, but they do not provide any information about the conditions that gave rise to the first mixing event.

The case commented is precisely the one we face in our analysis. Looking at the density profile corresponding to cast C1 of stage 1 (Figure 4.2), the presence of step-like

structures in the profile is clear. However, we are not able to inquire if that structure has been originated by a vertical mixing event, because the previous density and ADCP profiles that would permit the calculation of R_i at the moment in time prior to the mixing event are not available. All that we can do in this situation is to compute the R_i profiles using the available current density and ADCP profiles considering that they may have been affected by previous vertical mixing processes.

In the next part we will establish that the vertical shear throughout a given water column is given by the combined effect of two contributory factors:

1. The local internal tide;
2. The internal waves coming from the Camarinal Sill that penetrate into the Bay.

To investigate the separate contribution to the velocity shear made by each of the two factors, we will establish first that the vertical shear induced by the internal tide is that computed using the time-averaged velocity profiles throughout the time spent during each cast (see Table 4.1). Secondly, the added contribution to the vertical shear due to the internal waves may be estimated by comparing the actual vertical shear to that due uniquely to the internal tide.

On the basis of these separated current velocity profiles, we have computed the R_i profiles corresponding to the local internal tide and the incoming internal waves. These profiles, for stages 1 (neap tide) and 2 (spring tide) respectively, are shown in Figures 4.12 and 4.13. In both stages the profiles correspond to the cast C_1 shown in Figures 4.2 and 4.3.

During neap tide (Figure 4.12), the available density profile shows clear step-like structures, which may have been originated by previous vertical mixing processes. Therefore, our R_i computations will be used to assess the propensity of the water column to undergo vertical mixing events under the conditions given by the cited step-like structures. It can be seen that the internal tide current only produces subcritical R_i at depths of around 150 m, while R_i profiles induced by the internal waves show near-subcritical values at a depth of about 125 m and in the upper region of the water column (between the surface and 25 m depth). However, if the combined effect of tidal plus internal wave currents is considered, some near-subcritical zones appear in the R_i profiles within the depth range where the pycnocline is located.

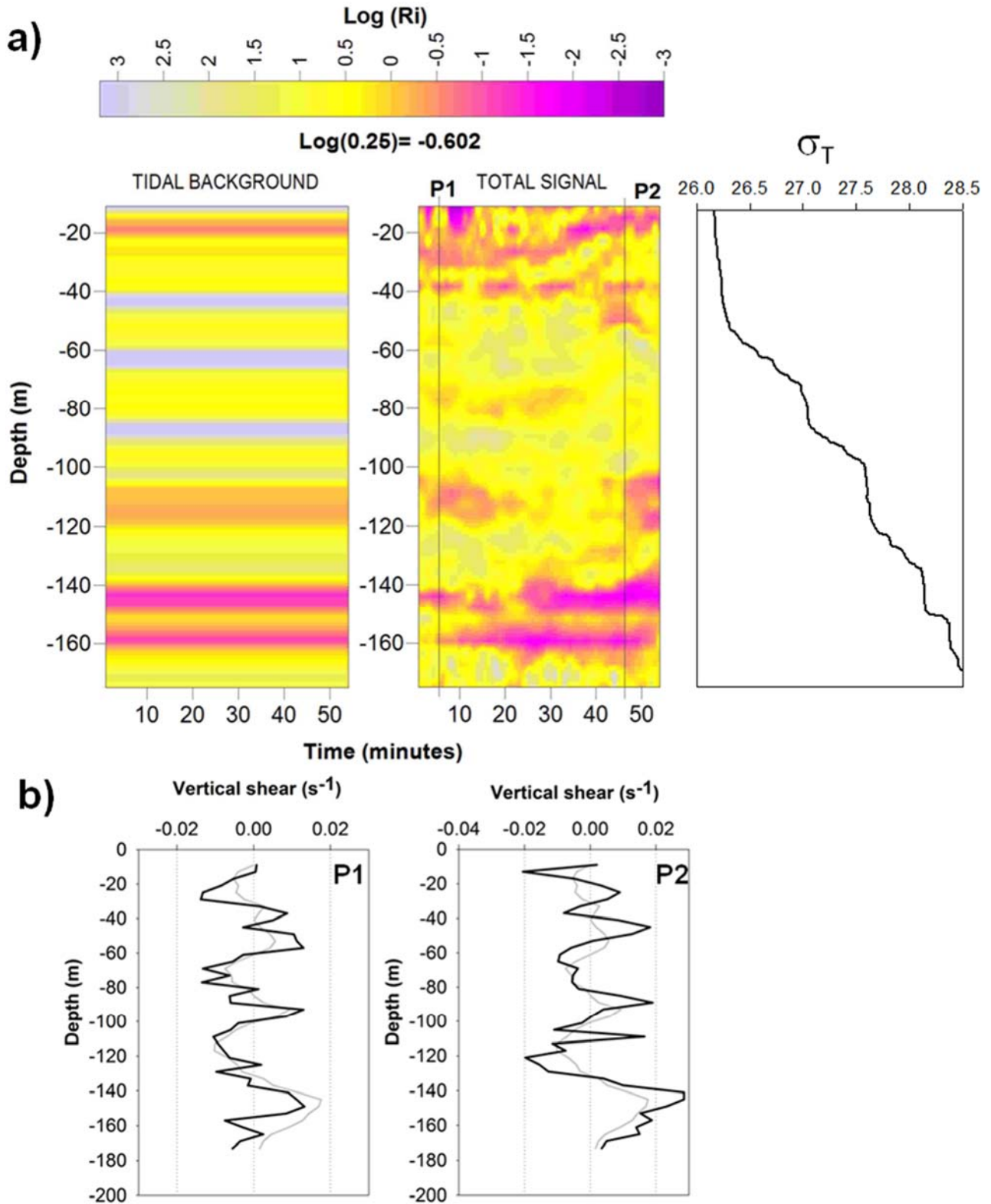


Figure 4.12 (a) Vertical section of the gradient Richardson number for the neap tide stage. From left to right: For tidal current velocity profile and for the total current velocity field (tidal plus internal wave). In addition, on the right is shown the density profile, **(b)** Current velocity profiles corresponding to the positions P1 and P2 indicated in Figure 4.12a. Tidal current profile (grey line) and total current profile (black line). Profiles correspond to cast C_1 shown in Figure 4.2.

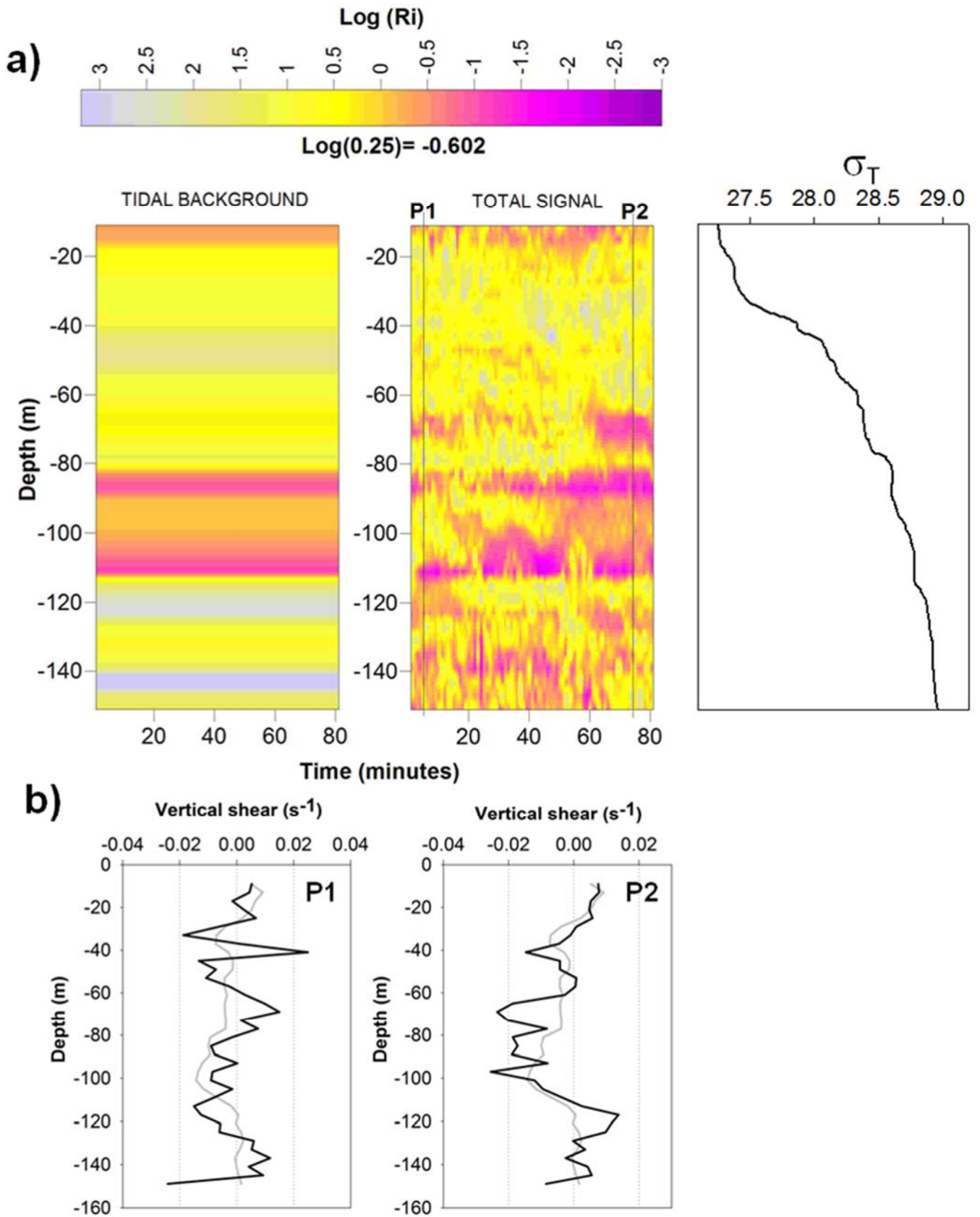


Figure 4.13 The same as Figure 4.12, but for the spring tide stage. Profiles correspond to cast C_1 shown in Figure 4.3.

This result may be explained by examining, in Figure 4.12b, the current velocity profiles P1 and P2, coincident, respectively, with the passage of the depression and the elevation of the internal wave described in Figure 4.2b. In P1 the vertical shear of tidal currents is opposite to the shear induced by the internal wave throughout the major part of the range of depths analyzed, and this gives rise to a reduced vertical shear and higher R_i values in those regions of the water column. On the other hand, in P2 the situation is the reverse; now the vertical shear induced by the tidal currents and the internal wave reinforce each other, and this results in the appearance of zones with near-subcritical R_i values, in which vertical mixing processes may be prone to occur.

During spring tide (Figure 4.13), the available density profile also shows clear step-like structures. The tidal current produces near-subcritical R_i values at a depth of about 105 m, while the added contribution of the internal wave-induced current produces near-subcritical R_i values at a depth of about 65 m. The combined effect of tidal and internal wave-induced currents is capable of extending the region of near-subcritical R_i values from 100 to 60 m, thus making possible vertical mixing within the pycnocline.

We next examine the current velocity profiles P1 and P2, coincident, respectively, with the passage of the elevation and the depression of the internal wave shown in Figure 4.3b. In P1 it can be observed (Figure 4.13b) that the vertical shear produced by the tidal current is opposite to that produced by the internal wave; this leads to a reduced vertical shear and high R_i values. In P2, on the other hand, the two contributions to the vertical shear match very well with each other, and this gives rise to zones within the pycnocline in which vertical mixing is prone to occur.

Therefore, independently of whether or not the observed step-like structures were initially induced by the internal tide strain, it seems that the subsequent vertical mixing processes following the step-like formation are aided by the effect of the short period internal waves coming from the Camarinal Sill area, and these processes seem to be responsible for the subcritical character of the water column in the depth range from 25 to 125 m.

4.3 Energy considerations in respect of the density step formation

In this section we try to complement, in the framework of the turbulent kinetic energy transformations, the results reported in section 4.2 in order to support the involvement of the short period internal waves from the Camarinal Sill region in the triggering of the vertical mixing phenomena within the Bay. First of all, we will introduce the following assumptions:

- i. It is assumed that the density profile prior to the mixing event may be approximated by an adequately smoothed profile that, as far as possible, leaves equal portions of the step above and below it. This assumption may be reasonable if the mixing event that gave rise to the density step was triggered by a Kelvin-Helmholtz instability (Kundu, 1991). Figure 4.14 illustrates this approach.
- ii. Regarding the velocity profiles, it is assumed that vertical shear of the horizontal velocity throughout the portion of the water column occupied by the density step was, in the situation prior to its formation, greater than the shear observed when the density step stands formed (see Figure 4.14). This is a logical consequence of the conversion from kinetic to potential energies involved in the vertical mixing processes. Accordingly, the values of R_i calculated with the smoothed density profile, over the length of that portion of the water column occupied by the density step, may be understood as an underestimate of this parameter in the situation prior to the formation of the density step.

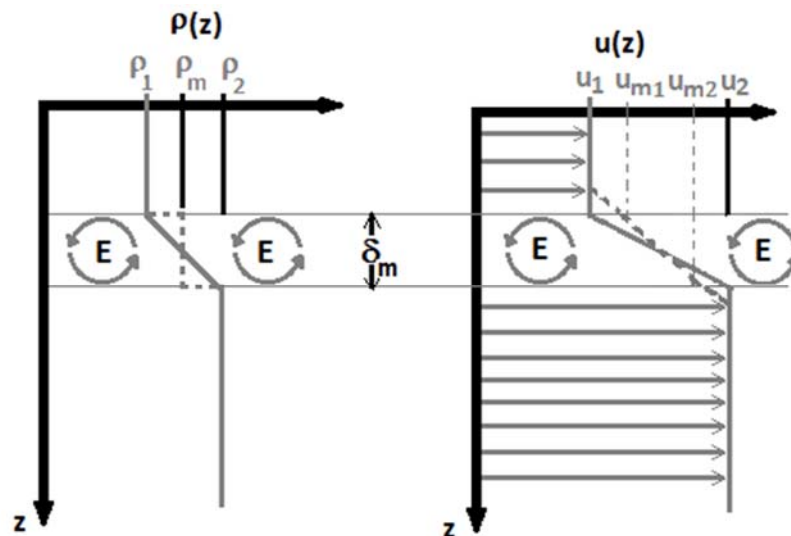


Figure 4.14 An illustration of the vertical mixing process resulting in a density step formation triggered by a Kelvin-Helmholtz instability

Now, following the assumption that density steps are formed from a K-H instability, a simple analytical framework can be established to analyze the phenomenon in terms of the involved energy transfer. Following Winters et al. (1995), when a density step is formed, an increase of potential energy occurs in the mixed portion of the water column, and it is known that such an increase of potential energy is supplied by part of the turbulent kinetic energy lost by the sheared flow which triggered the initial instability. This energy transfer is expressed as:

$$\Delta E_p = -\varepsilon \Delta E_k \quad [4.5]$$

where ε is the mixing efficiency, i.e. the ratio of the available kinetic energy to be used in changing the potential energy of the water column after mixing processes have taken place (De Silva et al., 1999; Peltier and Caulfield, 2003).

The change of kinetic and potential energies before and after the occurrence of the vertical mixing, that gives rise to the density step, may be characterised using the scheme of Figure 4.14. Then, assuming, for the situation before the mixing, a linear variation for density and velocity throughout a given stratified portion of the water column,

$$u(z) = u_2 + \frac{(u_1 - u_2)}{\delta_m} z \quad [4.6]$$

$$\rho(z) = \rho_2 + \frac{(\rho_1 - \rho_2)}{\delta_m} z \quad [4.7]$$

where sub-indices 1 and 2 stand for the values of density and velocity at the top and bottom of the stratified and sheared portion of the water column.

After the mixing has happened, the following linear variation of the velocity throughout the mixed portion of the water column is assumed:

$$u(z) = u_{m2} + \frac{(u_{m1} - u_{m2})}{\delta_m} z \quad [4.8]$$

while density is assumed to take a uniform value ρ_m . Then we can arrive at the following expressions for the depth-integrated potential and kinetic energy before the mixing event throughout the step thickness δ_m :

$$E_k^b = \frac{1}{2} \int_0^{\delta_m} \rho(z) u^2 dz = \frac{\delta_m \rho_m}{6} (u_1^2 + u_1 u_2 + u_2^2)$$

$$E_p^b = \int_0^{\delta_m} g \rho(z) z dz = \frac{1}{6} g (2\rho_1 + \rho_2) \delta_m^2$$

which, for the situation after the mixing event, will read as:

$$E_k^a = \frac{1}{2} \int_0^{\delta_m} \rho(z) u^2 dz = \frac{\delta_m \rho_m}{6} (u_{m1}^2 + u_{m1} u_{m2} + u_{m2}^2)$$

$$E_p^a = \int_0^{\delta_m} g \rho(z) z dz = \frac{g \rho_m \delta_m^2}{2}$$

Note that the origin of the coordinate z is taken as the bottom of the stratified portion of the water column under consideration. Thus the changes in kinetic and potential energies between the two situations may be expressed as:

$$\Delta E_p = E_p^a - E_p^b = \frac{g \delta_m^2}{12} (\rho_2 - \rho_1)$$

$$\Delta E_k = E_k^a - E_k^b = \frac{\delta_m \rho_m}{6} [u_{m1}^2 + u_{m1} u_{m2} + u_{m2}^2 - u_1^2 - u_1 u_2 - u_2^2]$$

and finally, considering that velocities at the top and bottom of the mixed portion of mixed portion of the water column may be expressed as

$$u_1 = \bar{u} + \Delta u$$

$$u_2 = \bar{u} - \Delta u$$

$$u_{m1} = \bar{u}_m + \Delta u_m$$

$$u_{m2} = \bar{u}_m - \Delta u_m$$

where $\Delta u = (u_1 - u_2)/2$; $\Delta u_m = (u_{m1} - u_{m2})/2$ and over-bar stand for the mean value of velocity throughout the mixed water column portion, substitution of the last expressions into Equation [4.4], after considering that the mean velocity in the mixed

portion of the water column remains unchanged (i.e., $\bar{u}_m = \bar{u}$), yields the following relationship:

$$(\Delta u)^2 = (\Delta u_m)^2 + \frac{g\delta_m(\rho_2 - \rho_1)}{2\varepsilon\rho_m} \quad [4.9]$$

By means of this relationship we can estimate the vertical shear of the horizontal velocity, $\Delta u/\delta_m$, needed to form a density step of thickness δ_m .

Let us now apply Equation [4.8] to the density steps appearing in Figure 4.15, where the density and current velocity profiles corresponding to the casts C₁ of stage 1 and C₂ of stage 2 are shown. These profiles have been chosen because the casts have been performed just after an internal wave event, which could be the factor responsible for the step-like structures, has been recorded at station B (Figures 4.2 and 4.3).

Note that the smoothed density profiles represent an attempt to approximate the stratification conditions prior to the mixing event. Assuming that these smoothed profiles follow a linear variation throughout the portion of the water column that later will be occupied by the step, we can get an estimate of the density values at the top and bottom of the thickness of the step δ_m deduced from the original profiles, and a value for the ε that, following Peltier and Caulfield (2003), may lie in the range 0.2-0.5. In those profiles we have identified three density steps, referred to in the figures as S1, S2 and S3. Shown in Table 4.2 are the estimated vertical shear of velocity and the set of parameters used for its calculation.

Table 4.2 Estimates of the vertical shear of the velocity needed to form the density steps (S1, S2 and S3) indicated in Figure 4.15 using Equation (8).

Density step					$\varepsilon=0.2$	$\varepsilon=0.5$
	δ_m (m)	Δu_m (m s ⁻¹)	$(\rho_2 - \rho_1)$ (Kg m ⁻³)	ρ_m (Kg m ⁻³)	$\Delta u/\delta_m$ (s ⁻¹)	$\Delta u/\delta_m$ (s ⁻¹)
S1	14.00	0.04	0.34	27.03	0.0256	0.0164
S2	21.00	0.12	0.25	27.61	0.0179	0.0122
S3	15.31	0.04	0.39	27.74	0.0234	0.0150

We found that the estimated vertical shear of the horizontal velocity that could give rise to the steps is about 0.02 s⁻¹ (for $\varepsilon=0.2$) and about 0.015 (for $\varepsilon=0.5$). This vertical shear represents a velocity change of 0.35 m s⁻¹ (for $\varepsilon=0.2$) and 0.23 m s⁻¹ (for

$\varepsilon=0.5$), throughout a vertical distance of 17 m (roughly the averaged thickness of the steps). This is a value that could only be expected in our observations (see vertical shear values in Figures 4.12 and 4.13) if a joint contribution to the shear from the local tidal forcing (strain and vertical shear induced by the internal tide) and internal waves is considered.

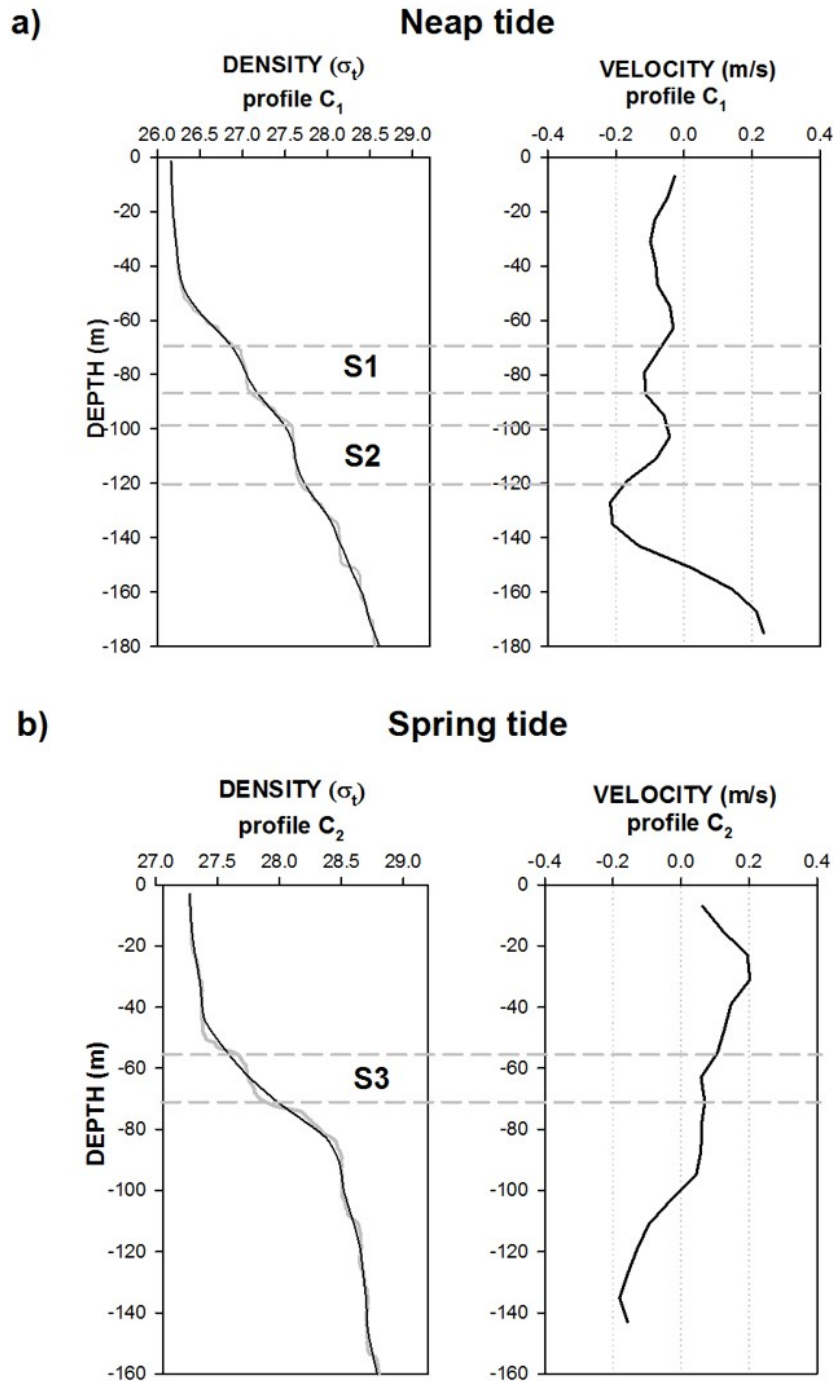


Figure 4.15 Density and ADCP profiles in which density steps were present. **(a)** Cast C₁ of stage 1. **(b)** Cast C₂ of stage 2. Grey dashed horizontal lines demarcate the density steps to which reference is made in the text.

5. Conclusions

The present work reports an analysis performed of the tidal and shorter-period dynamics in the Bay of Algeciras. The analysis has covered and compared two different periods; one during neap tide conditions and the other during spring tide.

Internal tide dynamics exhibits behaviour that is very different between neap and spring tide conditions. At neap tide, tidal current intensities reach maximum values at low and high tides, while minimum intensities are reached in the middle of the flood and ebb tides. In contrast, at spring tide the maximum tidal current intensity is reached 2 h after high tide. It is suggested that this difference in behaviour could be related to the significant increase in density that is experienced by the upper layer during the spring tide phase, which could modify the phase speed of the internal tide on the eastern side of the Strait and Bay of Algeciras. Such a density change seems to be related to the behaviour of the Atlantic Jet entering the Alboran Sea; this was deflected towards the south during the whole measurement period, thus allowing a process of exchange between the inner waters of the Bay and the waters of the Alboran Sea.

Shorter-period dynamics seems to be dominated by the large-amplitude internal waves that penetrate the Bay proceeding from the Camarinal Sill region. The arrival times of these internal waves at the measurement stations within the Bay are in good agreement with the available predictive models and the observational evidence offered by ASAR satellite images, and photographs from aircraft and the NASA International Space Station.

Vertical mixing processes within the Bay depend on the interaction between the two dynamics: (1) internal tide and (2) short period internal waves. At least in the light of the data analyzed in this study, neither of the two dynamics is capable, by itself, of producing an effective vertical mixing in the pycnocline region. Similarly, the penetration of the mixing processes into the pycnocline, evidence for which is provided by the stepwise structures in the density profiles which are not explained by the internal tide strain, would not be possible without the participation of the internal wave dynamics.

The results obtained highlight the importance of taking into account the remote effects that processes generated in a given oceanographic region (in this case, large-amplitude internal waves generated over the Camarinal Sill) may have on the water mass dynamics of other regions (in this case, the Bay of Algeciras). Vigorous vertical mixing processes within the Bay seem to be induced by the joint effect of the local tidal dynamics and the large-amplitude internal waves originating from the region of the Sill that arrive at and penetrate into the Bay. Accordingly, any realistic mathematical model of the water circulation in the Bay must take account of the contribution to those mixing processes of the internal waves arriving from the Sill. While the case studied here concerns a very singular oceanic region, it is expected that similar examples could be found in many oceanic regions where energetic processes occurring in one very specific area may exert significant influence on another area located relatively remote from it.



Puerto y Estrecho de Gibraltar

Carel Allard, 1704

(mappery.com)

Capítulo 5



Dynamics of the water
exchange between Algeciras
Bay and the Strait of Gibraltar:
A study based on HF coastal
radar



1. Introduction

The Bay of Algeciras is a semi-enclosed water body at the southern tip of the Iberian Peninsula that opens to the south into the easternmost side of the Strait of Gibraltar (see map in Figure 5.1). It is around 10 km long by 8 km wide, with a maximum depth of about 400 m in the centre of the Bay.

Although the Bay has suffered considerable anthropogenic pollution for many decades, in the literature, after the old study by Odon de Buen (1924), subsequent works dealing with the physical oceanography of this Bay have had to wait until 1990. Watson and Robinson (1990, 1991) reported the eastward orientation displayed by internal wave fronts near the mouth of the Bay, due to the refraction effects induced by the cross-strait interface slope and the cross-strait shear of the upper layer current, and the subsequent penetration of the refracted internal wave trains into the Bay. Much later, Álvarez et al. (2011) have reproduced, using a 3D numerical model, the penetration into the Bay of the internal waves generated at the Camarinal Sill. Then Chioua et al. (2013) used observational data to analyse the role of these internal waves in the vertical mixing processes within the Bay. González et al. (2013) and Sammartino et al. (2014) analyse the baroclinic tide dynamics of the Bay, putting special emphasis on the tidal-driven water exchanges with the Strait of Gibraltar. Recently, Sánchez-Garrido et al (2014) have analysed the exchange dynamics between the Bay and the Strait, using a hydrodynamic model forced by tides and atmosphere.

Concerning the dynamics of the Strait of Gibraltar, there are four main components to the flow (Bruno et al., 2013): first, a tidal, mainly barotropic flow, with magnitudes of up to 2.5ms^{-1} (Candela et al., 1990); second, a barotropic subinertial component (with periodicity ranging from days to several months) driven by atmospheric pressure fluctuations within the Mediterranean, and with magnitudes close to 0.4ms^{-1} (Candela et al., 1989; Garcia-Lafuente et al., 2002); third, a long-term baroclinic component driven by the internal pressure gradient due to the density difference between the Mediterranean and the Atlantic waters, with magnitudes of about 0.5ms^{-1} (Bryden et al., 1994); and fourth, shorter-than-tidal period currents associated with large-amplitude internal waves induced by the interaction of tidal flows with vertical stratification and bottom topography, which are mainly generated near

the Camarinal Sill (Armi and Farmer, 1988; Richez, 1994; Bruno et al., 2002; Alonso et al., 2003; Vázquez et al., 2008).

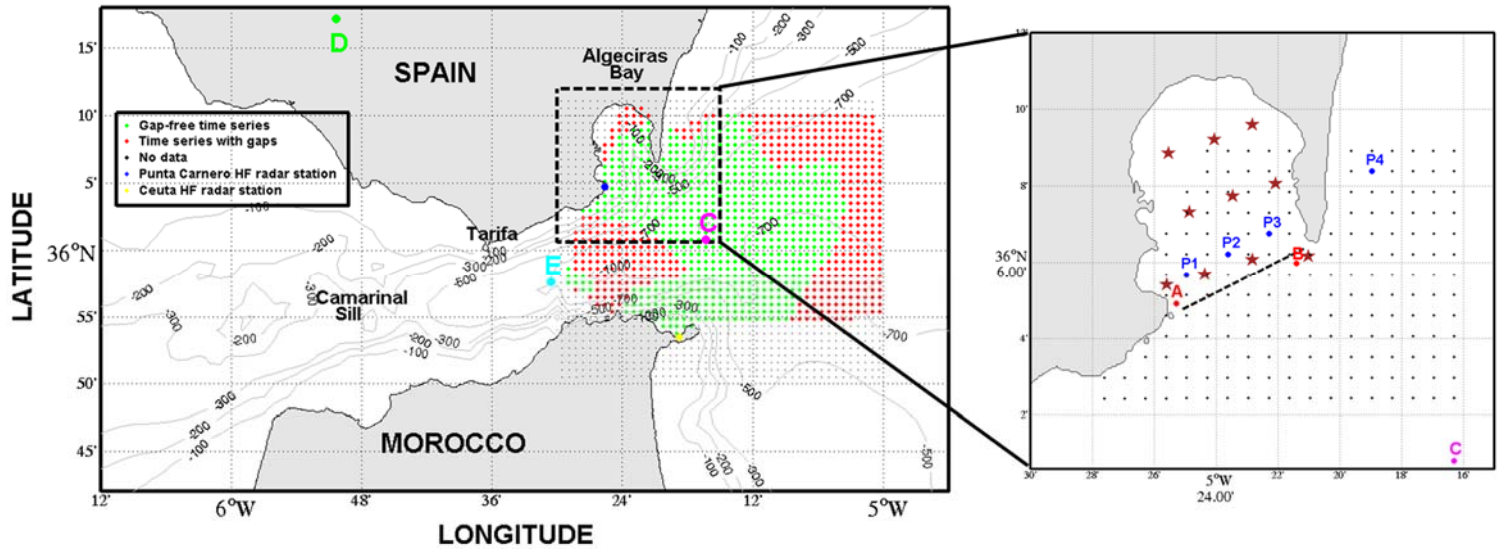


Figure 5.1 Maps of the studied region, showing the mesh of the points where time series have been obtained of surface currents measured by the HF radar antennas located in Punta Carnero and Ceuta. Also shown are the locations of the measurement stations. Black dots represent the points for which the surface current time series used in the EOF analysis have been obtained. Point A is the location of an ADCP with bottom pressure sensor moored on the sea bottom at 21 m depth. Point B is the location of moored single-point current meter at 20 m depth. C indicates the point chosen to obtain current velocities in the Atlantic Jet by HF radar. Point D is the location of a weather station used to compare with MM5 model data. E indicates the point chosen to obtain wind data from MM5 model. P1, P2, P3, P4 are locations where EOF modes are evaluated in order to determine the relevant modes explaining the exchange dynamics of the upper layer waters in the mouth of the Bay. The star symbols indicates the mesh of CTD stations and the dashed line in the bay mouth, the transept along which the VM ADCP measurements were performed.

The main motivation for the present work is the finding of Chioua et al. (2013) that showed a dramatic change in the hydrographic variables of the upper layer within the Bay. According to these authors, this event may be associated with a situation in which the Atlantic Jet (AJ) veers more toward the south than usual.

The objective of the present work is to obtain new insights into the processes of water mass exchange between Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar at subinertial scale. For this study we make use of the surface current measurements obtained from a system of high frequency (HF) coastal radar antennas covering the eastern part of the Strait of Gibraltar.

2. Data used and analysis methodology

2.1 Data obtained during the 2006 cruise in the Bay of Algeciras

These data were obtained in November-December 2006 during an oceanographic cruise carried out aboard the R/V “Mytilus”. Three different types of measurements are analyzed: first, salinity and temperature close to the sea surface (at 5 m depth) from a thermosalinograph recording in continuous mode; second, CTD (Conductivity, Temperature and Depth) profiles taken from a stations mesh and 300 KHz VM ADCP (Vessel Mounted Acoustic Doppler Current Profiler) profiles obtained onboard during a semidiurnal tidal cycle across the mouth of the Bay. VM ADCP data were sampled at 1 min intervals and vertical resolution for VM ADCP and CTD profiles was 4 and 1 m respectively. Data of all these variables were obtained during two different semidiurnal tidal cycles, one at neap tide and another at spring tide, which will be referred to in the text as leg 1 and 2 respectively. Leg 1 was executed from November 12th to 17th 2006, and leg 2 from December 2th to 7th 2006.

2.2 Surface current velocities data recorded by HF coastal radars

These measurements have been collected from the system of long range SeaSonde CODAR (Coastal Ocean Dynamics Applications Radar) HF radars deployed in the Strait of Gibraltar, in the framework of the TRADE project. This system is equipped with two antennas working at a frequency of 26.8 MHz and a bandwidth of 150 kHz, located in Ceuta and Punta Carnero. The recorded surface current field has a spatial resolution of 1 Km in the radial direction and an angular resolution of 5°. Finally, we used total velocities, which have been obtained from the preprocessing of radial velocities obtained at each radar station and interpolated to a regular grid of 1 km resolution. The sampling interval of the series recorded was 1 h and the period for which records were obtained was two months from 04/01/2012 00:00 (UTC) to 05/31/2012 23:00 (UTC). Some gaps in recorded time series of less than three hours have been interpolated in time. Figure 5.1 shows the nodes considered covering Algeciras Bay for which surface current time series have been generated.

2.3 Numerical hydrodynamic simulations

Experiments with a numerical model have been conducted in order to investigate the wind-driven currents in the bay and their impact on water masses exchanges between Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar. The model is a 3D,

nonlinear, baroclinic, non-hydrostatic model in Cartesian coordinates and sigma-levels. The model solves simultaneously the three-dimensional and two-dimensional (depth-averaged) primitive equations for an incompressible and rotating fluid. A complete description of the model, including governing equations and parameter values used, can be found in Álvarez et al. (2011) and González et al. (2013).

At the open boundaries, a radiation condition was imposed in the 2D model (Flather & Heaps, 1975) to propagate outside the domain non-physical numerical perturbations. Correspondingly, a Sommerfeld radiation condition (according to Orlandi, 1976) was imposed at the open boundaries for the 3D model. At the solid boundaries of the simulation domain (coastlines), free-slip and impenetrability conditions were prescribed. The staggered Arakawa-C grid, covering the whole domain of the Strait of Gibraltar and the westernmost region of the Alboran Sea, has a default horizontal resolution of 500x500 m and 50 sigma-levels in the vertical direction.

The hydrodynamic forcing was imposed at the open boundaries. The mean thermohaline circulation was implemented according to the descriptions given by Lacombe & Richez (1982) and García-Lafuente et al. (2002). The M_2 and Z_0 tidal harmonics of surface elevation and velocity profiles were established from the studies by Tejedor et al. (1998), Bruno et al. (2000), Tsimplis (2000), and Izquierdo et al. (2001). The vertical profiles of mean and tidal currents were developed according to interpolation/extrapolation techniques and basic flow-conservation laws. The wind forcing consisted of spatially homogeneous and temporally invariant fields with an intensity of 10 m s^{-1} , and respective directions of E, N, W and S.

The bathymetry was obtained from the ETOPO1 database and the high-resolution bathymetry obtained during the oceanographic cruise carried out in Algeciras Bay in November and December 2006, complemented by the data from charts published by the Spanish Instituto Hidrográfico de la Marina and the British Royal Admiralty.

2.4 Atmospheric variables

In the analysis we have used wind velocity at 10 m data and sea level atmospheric pressure (SLP) for the studied zone provided by the Fifth-Generation NCAR / Penn State University Mesoscale Model (MM5) (Dudhia, 1993) implemented

for the Andalusian region (south of Spain). The model simulation was initiated using 1-degree NCEP-GFS analysis (Rutledge et al., 2006) and was run in non-hydrostatic mode at a 30-km horizontal resolution, using one-way nesting to go down to 10 km. Both domains had 35 sigma levels. The time step used in integration was 90 s for the coarse domain and 30 s for the 10-km domain. The hourly SLP was derived from surface pressure and adjusted to sea level. In addition, we have used SLP data for the western Mediterranean Sea (35° – 40° N and 5° W– 5° E) being available from the NCEP/NCAR reanalysis data base (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). The original daily data are provided by the NCEP/NCAR Re-analysis 1 (Kalnay et al., 1996).

Quantitative and qualitative assessment of the MM5 model performance by means of an extensive comparison against more than 100 automatic weather stations in land and two deep-water ocean buoys has been conducted in (Reyes, 2015). Temporal variations of atmospheric sea level pressure between the two basins has been qualitatively evaluated against buoy records (Ramírez-Romero et al., 2012).

A comparison between observed and simulated variables is shown in Figure 5.2 for winds at the location of the automatic weather station of Vejer de la Frontera (36°

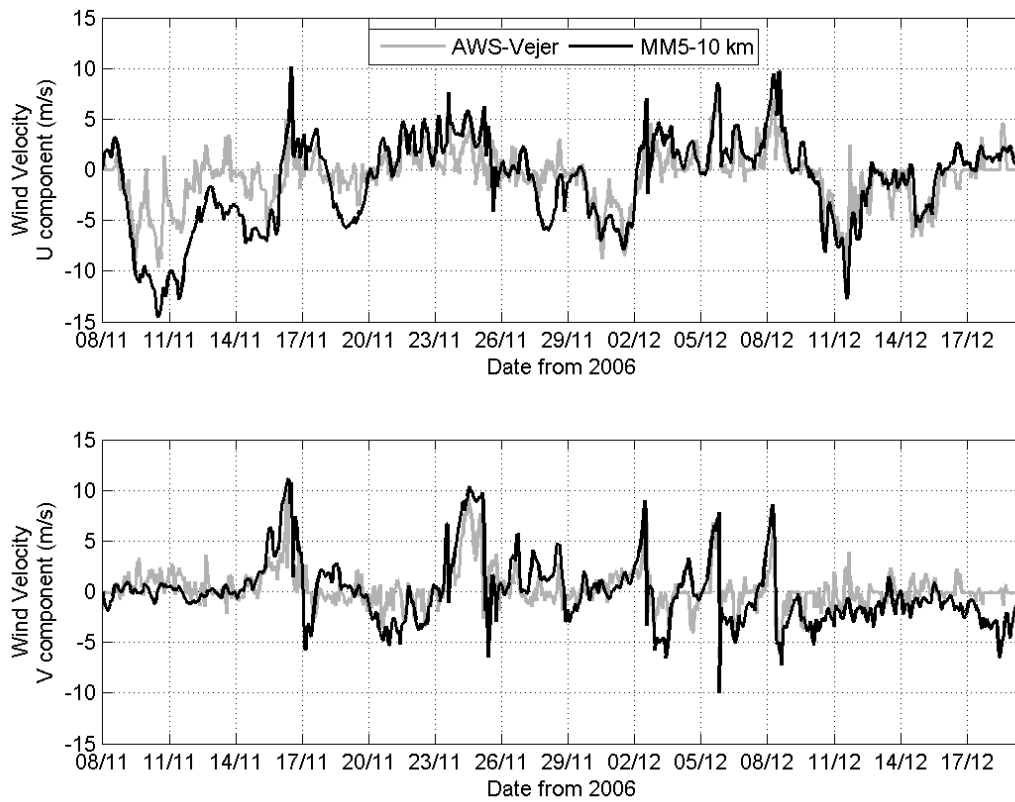


Figure 5.2 Comparison of observed (grey lines) and MM5-10 km (black lines) hourly horizontal components of wind velocity at 10 m, at point D (shown in figure 1) for November and December 2006.

17' 10" N, 05° 50' 19" W), which belongs to the Andalusian Institute of Agricultural and Fisheries Research and Training (IFAPA) (Gavilán et al., 2006; Estévez et al., 2011).

2.5 Satellite images

SST and surface CHL data were downloaded from the NASA's OceanColor Web (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). We used MODIS/Aqua level 2 data for the period between April 2012 and May 2012. Spatial resolutions of these images are 1 km. The Region of Interest extends from the Gulf of Cadiz to the eastern end of the Alboran Sea (35°–37°N and 6° 27' –2° 30' W).

2.6 Empirical orthogonal function analysis

Empirical orthogonal function (EOF) decomposition (Fukuoka, 1951; Lorenz, 1956) has been described as a useful technique for separating the different patterns of spatio-temporal variability of currents (Candela et al., 1990; Bruno et al., 2000; Bruno et al., 2006). In the present work, the type of EOF used is the real EOF in which the ' u ' and ' v ' components of the velocity are included together as scalar variables. Once these common patterns of behaviour are determined, the signal of the analyzed series can be expressed as:

$$u(p, t) = \sum_{j=1}^M e_j^u(p) M_j(t) \quad [5.1]$$

$$v(p, t) = \sum_{j=1}^M e_j^v(p) M_j(t) \quad [5.2]$$

where $u(p, t)$ and $v(p, t)$ are the current velocity components (eastward and northward respectively), p denotes the spatial position of each time series, t is time, $e_j(p)$ are the EOFs (or spatial coefficients), $M_j(t)$ are the temporal amplitudes of the EOFs (or temporal coefficients), and M is the number of resolved EOFs (equal to the number of time series included in the analysis).

3. Results

3.1 The dramatic change of salinity and temperature in the upper layer of the Bay during November and December 2006

Figure 5.3 shows the recorded surface salinity and temperature during the two legs of the survey carried out in November-December 2006. A notable change in both variables (0.5 units of salinity and 2 °C of temperature, on average) can be seen.

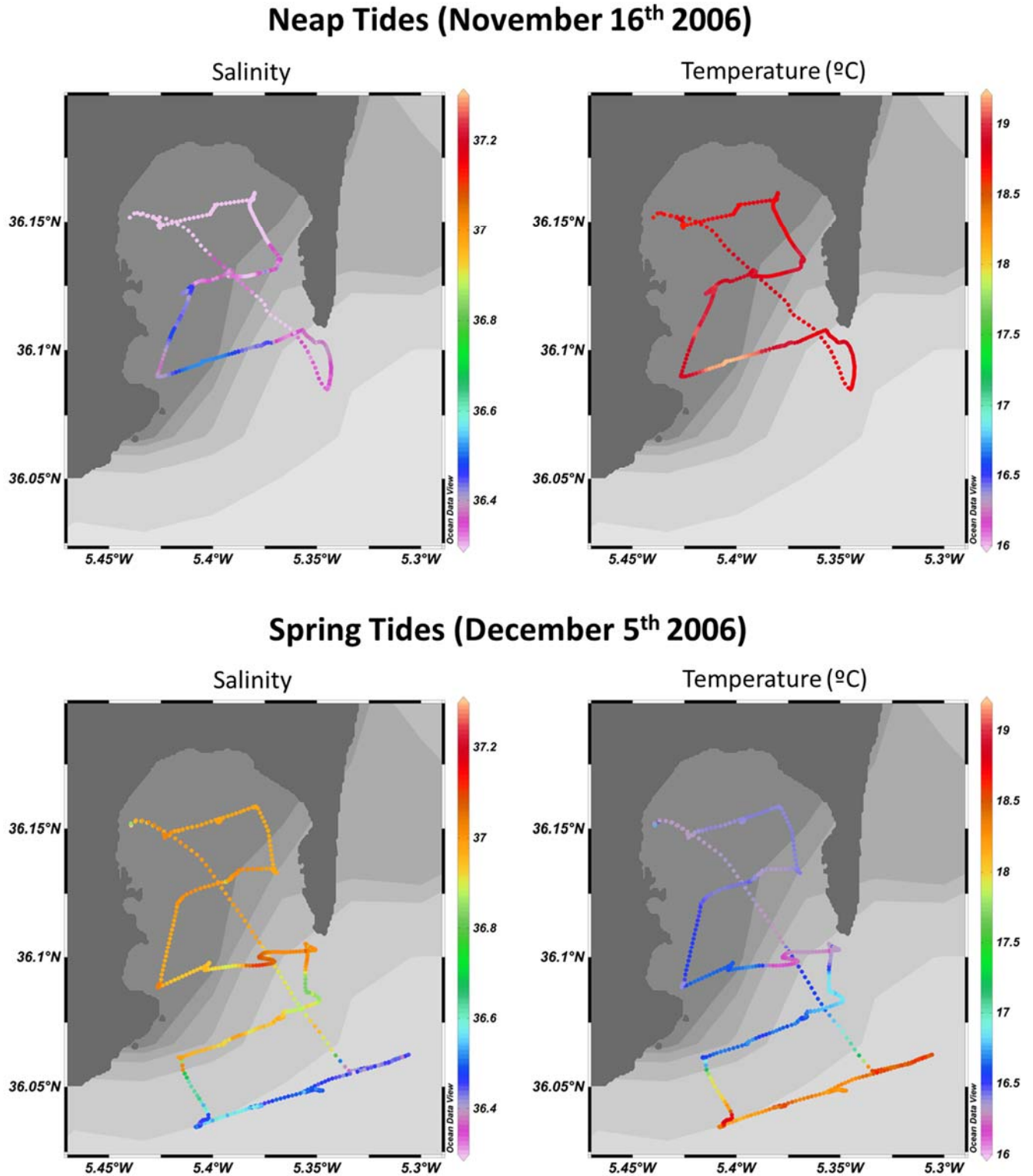


Figure 5.3 Salinity and Temperature at the sea surface recorded by the thermosalinograph on board the RV 'Mytilus' during the two Algeciras Bay survey legs in November and December 2006.

The difference between the TS diagrams shown in Figure 5.4, obtained for the two legs, indicates that this change occurs in a significant part of the upper layer. Finally, the vertical sections of the averaged (during one semidiurnal tidal cycle) northward component of velocity measured by a vessel-mounted ADCP across the mouth of the Bay (Figure 5.5) provide evidence of a considerable thinning of the upper layer during leg 2 and an increased strength of the south component of the velocity in this layer.

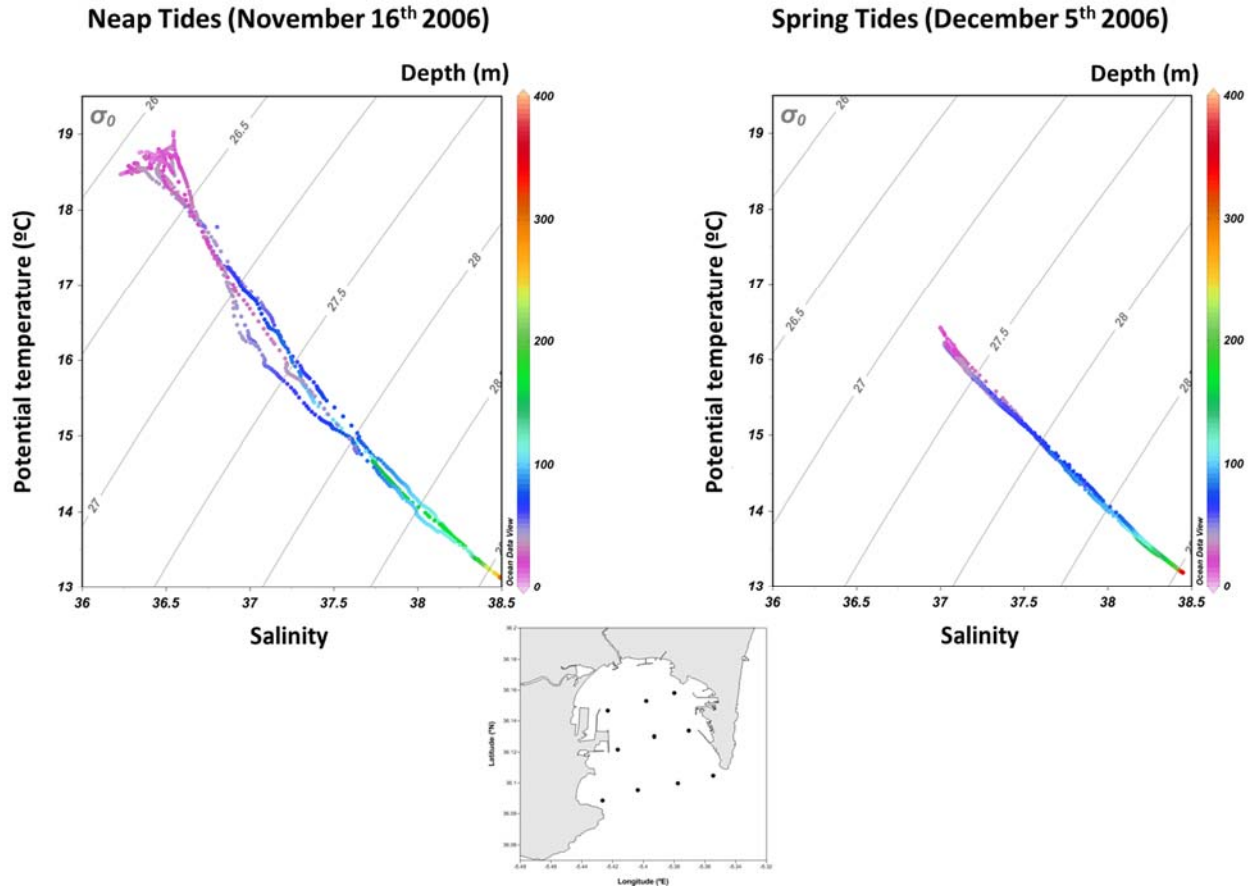


Figure 5.4 TS diagrams corresponding to CTD profiles for the two legs of the Algeciras Bay survey in November and December 2006, showing that a notable change of physical properties happened during the time between the two legs.

This change seems to be related to the behaviour of the Atlantic Jet entering the Alboran Sea. This jet is the main hydrodynamic feature of the upper layer in the easternmost part of the Strait. It has a typical width of about 30 km (Viúdez et al., 1998) and an eastward velocity of around 1 m s^{-1} . It is the main carrier of the Atlantic inflow water into the Alboran Sea. As shown in Figure 4 of Chioua et al. (2013) (Figure 4.4), 4 days before the start of leg 1 (on November 9th 2006) the AJ occupied the whole transversal dimension of the Strait on its easternmost side. Four days later, on November 13th, the jet started to veer to the south, and separated from the Spanish

coast, leaving the Bay of Algeciras in direct contact with the waters of the western Alboran gyre. This situation persisted until the end of leg 2, as can be observed in the satellite images of December 4th. Under this behaviour of the AJ, the upper layer waters of the Bay become saltier and colder, resembling the coastal waters of the northwestern Alboran Sea. This event demonstrates a clear dependence of the water renewal of Algeciras Bay on the dynamics of the AJ.

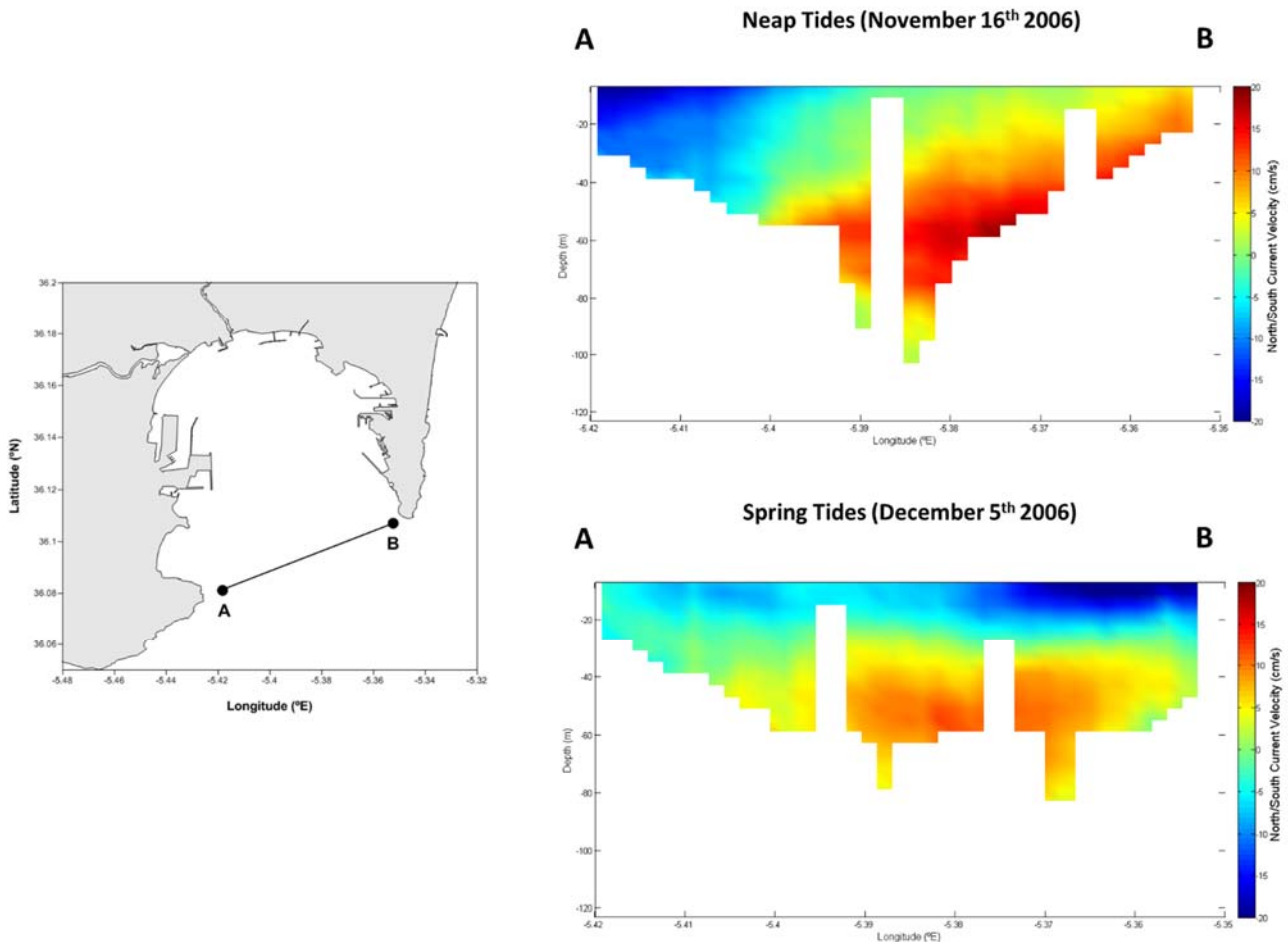


Figure 5.5 Vertical sections of northward component of the velocity recorded by the VM ADCP for the two legs of the survey.

3.2 EOF results and patterns of variability of the surface currents at the mouth of the Bay

The real EOF analysis of the HF-radar-measured surface subinertial current series yields six EOF patterns, which explain more than 70% of the variance in all the time series. However, the most important modes explaining the variability of the surface currents in the mouth of the Bay were mode 2, mode 3 and mode 6. As we are

interested principally in the exchange dynamics at the frontier between the Bay and the Strait, these will be the modes we choose to focus on in the further analysis.

In Table 5.1 are shown the correlation coefficients corresponding to the linear regression between time series of the northward component synthesized with different combinations of EOF modes and the series of observed northward components. The regressions have been performed for three points across the mouth of the Bay (see map on Figure 5.1), from west to east: P1, P2 and P3. This analysis determines that the more important modes in explaining the time variability of the currents in the Bay mouth are modes 2, 3 and 6. Mode 6 is the most important at P1 and P2, mode 2 is the most important at P3. Mode 3 is only more important than mode 2 at P1.

Table 5.1 *Correlation coefficients between the series of the northward component of velocity synthesized with different EOF modes, and the observed series, at three points across the mouth of Algeciras Bay (point locations are shown in map of Figure 5.1).*

EOF Mode	Point		
	P1	P2	P3
M1	0.015	0.164	0.401
M2	0.260	0.373	0.603
M3	0.424	0.284	0.235
M6	0.626	0.593	0.351
M2+M6	0.678	0.701	0.699
M2+M3+M6	0.804	0.756	0.737
M1+M2+M3+M6	0.800	0.774	0.839

The spatial coefficients (vectorial composition of coefficients $e_{uj}(p)$ and $ev_j(p)$) are shown in Figure 5.6 for the three more important modes. Mode 2 shows its maximum intensity to the east of Gibraltar and in the southern part of the domain. An intensification of the current in the centre of the channel toward the east is accompanied by an increased intensity toward the south in the Bay and to the east of Gibraltar. Mode 3 has its maximum intensity to the east of Gibraltar and in the lower right corner of the region. A current intensification east of Gibraltar toward the east implies the outflow of water from the Bay and a north-westward current in the lower right corner of the region. Mode 6 shows its maximum intensity in the inner Bay. Later, we will discuss the physical origin of these three modes.

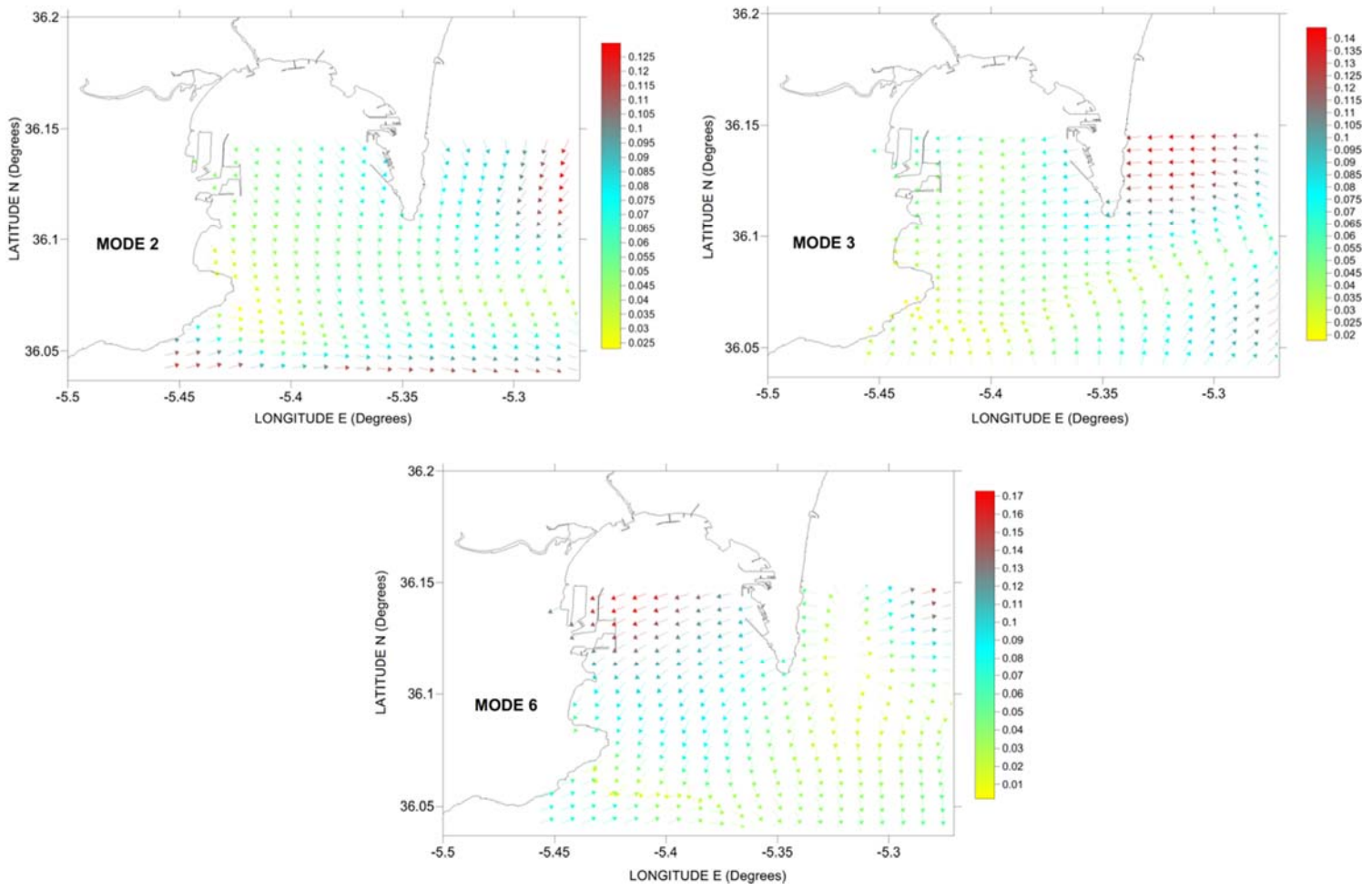


Figure 5.6 Spatial coefficients of the three most important EOFs explaining the variance of the currents in the mouth of the Bay of Algeciras.

3.3 Numerical simulation of wind-driven circulation in Algeciras Bay

In Figure 5.7 are shown the time-integrated (during one M_2 cycle) current velocity fields simulated by the numerical 3D model with different wind directions (0° , 90° , 180° and 270°). They are plotted for the surface layer, corresponding to the first sigma layer (ranging from 20 cm in the shallowest areas to 10 m in the deepest one), and vertically-integrated through the Atlantic upper layer, from the surface down to 37.5 isohaline. The net volume transport, both surface and vertically integrated in the atlantic layer, corresponding with the different wind directions, are shown in Table 5.2.

In the absence of wind (Figure 5.7A), the surface layer has a net outflow (-1.24 Sv), more intense in the eastern side of the bay, while the vertically integrated transport in the Atlantic layer results in a small inflow (0.21 Sv), which takes place especially on the western side.

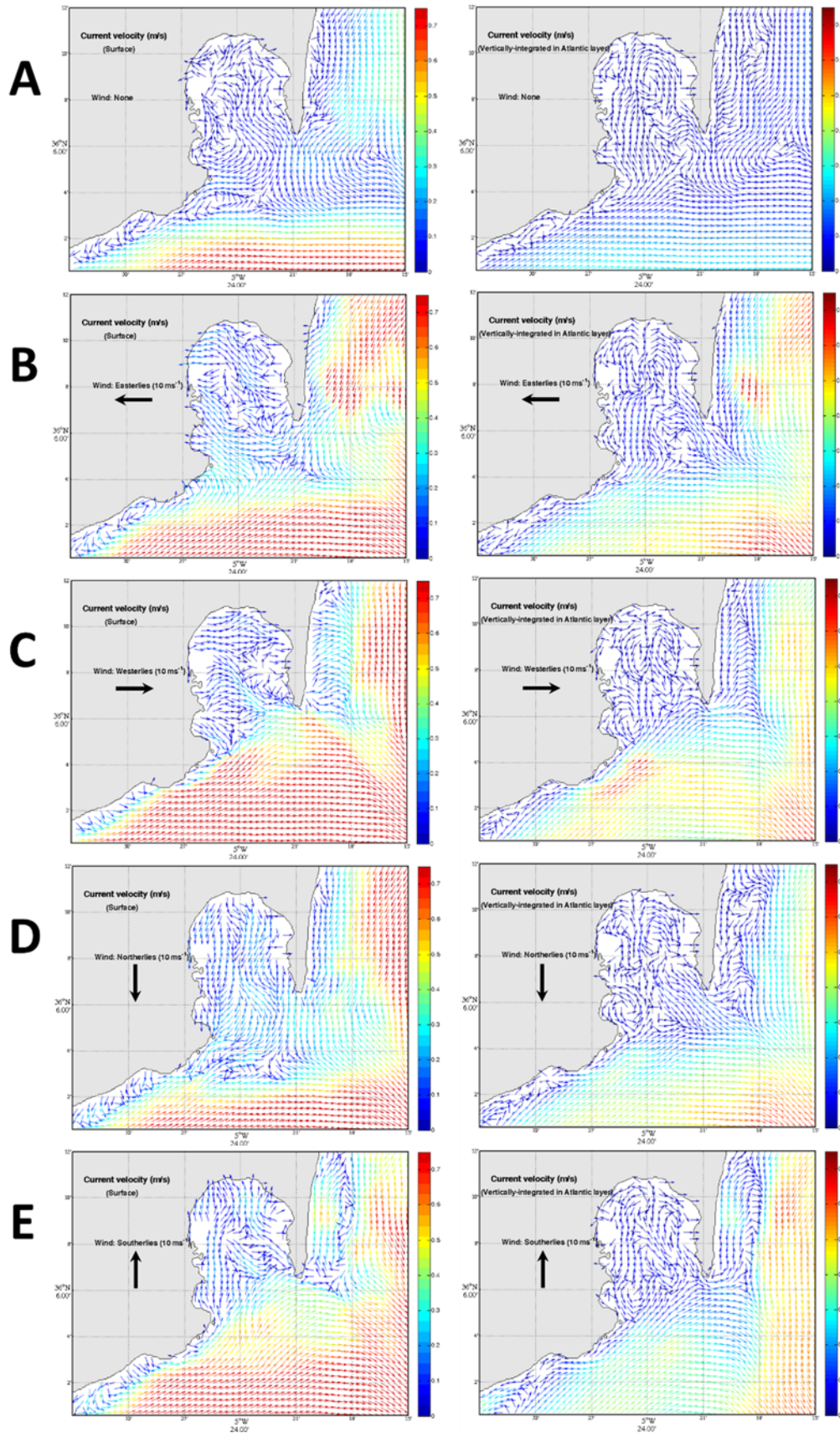


Figure 5.7 Numerical simulation of wind-driven circulation in Algeciras Bay. Are plotted the time-integrated (during one M_2 cycle) surface (left) and vertically-integrated in the Atlantic layer (right) current fields under the effect of steady wind of 10 ms^{-1} in different scenarios: no wind (A), easterlies (B), westerlies (C), northerlies (D) and southerlies (E).

Table 5.2 Net volume transport, surface and vertically integrated in the Atlantic layer, associated with different wind directions used in numerical simulations in Algeciras bay. Negative values indicate net flow outward the bay.

Wind	Net Volume Transport (Sv)	
	Surface	Vertically integrated in atlantic layer
None	-1.24	0.21
Easterlies (90°)	2.19	0.42
Westerlies (270°)	-0.99	0.78
Northerlies (0°)	-8.90	-0.60
Southerlies (180°)	5.84	-0.39

As expected, northerlies / southerlies (Figure 5.7D,E) cause intense inward / outward water flow (-8.9 Sv / 5.84 Sv), indicating that their direct drag dominates the transport in surface layer. On the other hand, the Atlantic layer presents negative flows in both cases (-0.6 Sv / -0.39 Sv), probably due to a recirculation of the water stacked by the wind drag on the northern coast (head of the bay).

With easterlies (Figure 5.7B), the Atlantic layer thickness increases due to a positive net flow (0.42 Sv), intensified in the surface layer (2.19 Sv), where water is being accumulated on the occidental side of the bay. This massive water inflow comes mainly from the northwestern Alboran Sea, while the Atlantic Jet is intensified and veered toward south.

The positive net vertically averaged transport in the Atlantic layer reaches its maximum (0.78 Sv) with westerlies (Figure 5.7C), while a negative net flow (-0.99 Sv) is obtained for the surface layer. Taking the net Atlantic surface flow in the absence of wind forcing as a reference, we can conclude that westerlies favour the filling of the bay, although less than easterlies.

4. Discussion

In Figure 5.8 are shown the time series of the northward component of the surface current, synthesized with mode 2, at three points across the mouth of the Bay. The clear relationship between these series and the surface current in the central zone of the channel is evident in the same figure. This implies that an intensification of the

AJ provokes an outflow of water from the Bay while a diminution in the AJ intensity favours the inflow of water to the Bay.

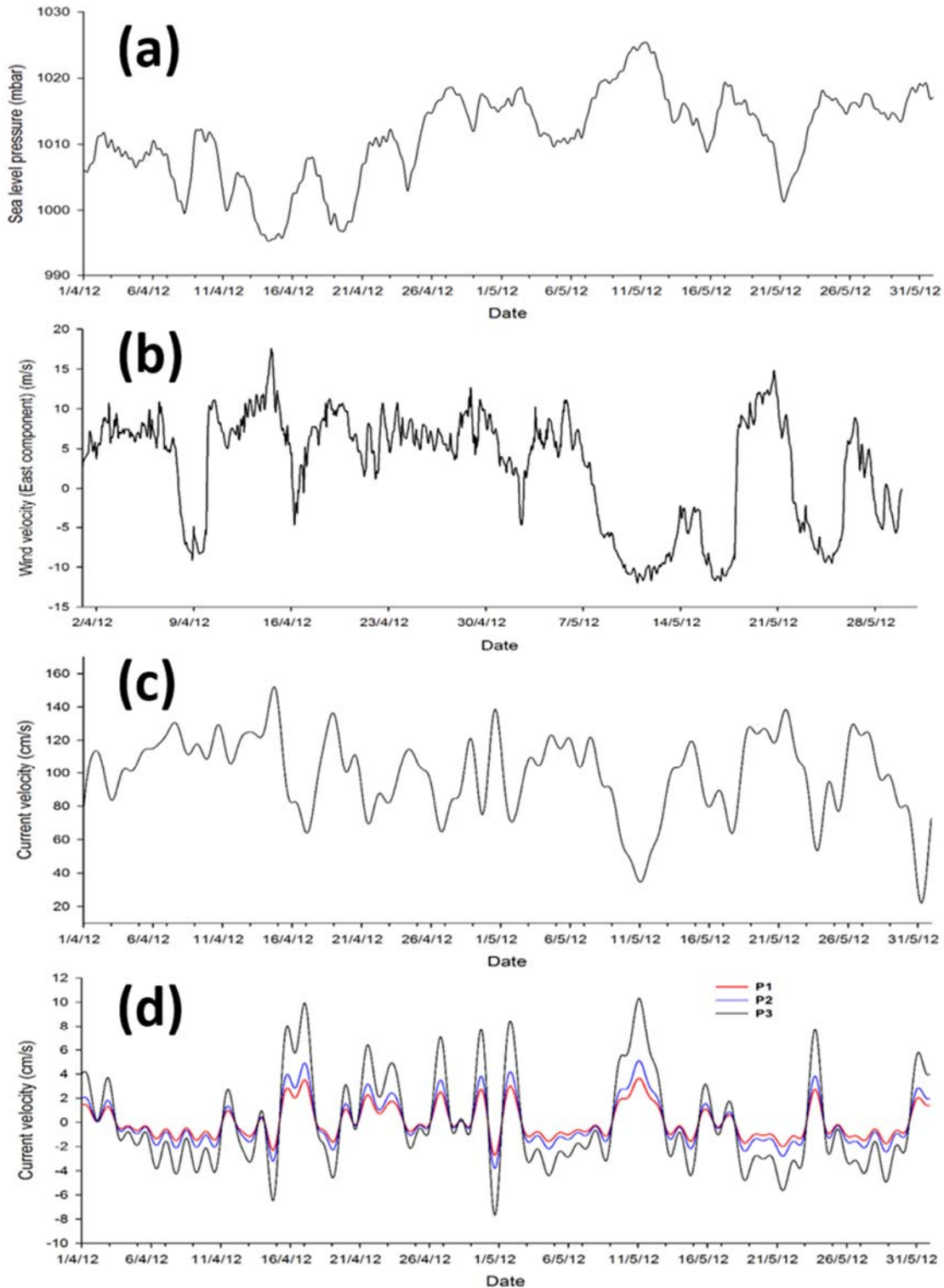


Figure 5.8 (a) SLP over the western Mediterranean provided by NCAR/NCEP at a point in the Western Mediterranean (43.25°N, 8.75°E). (b) time series of the MM5 zonal component of wind velocity at 10 m, at point E (see location in map of figure 1). (c) time series of the subinertial zonal component of the surface current velocity measured by the HF-radar at the point C (see location in map of figure 1). (d) time series of the current velocity due to EOF mode 2 at three points across the Bay mouth (P3 black, P2 blue and P1 red). Positive (negative) values indicate velocities inward (outward) the Bay.

A visual correlation between the variations of the AJ intensity and the sea level atmospheric pressure (SLP) in the Western Mediterranean can also be seen. This agrees with the relationship between these SLP variations and the subinertial fluctuations of the barotropic flow through the Strait of Gibraltar previously reported by other authors (Candela et al, 1989; García-Lafuente et al, 2002). Nevertheless, It cannot be disregarded any contribution of wind to this mode 2. As can be seen in Figure 5.7, the zonal wind in the central zone of the strait shows, as well, a good visual correlation with the surface current synthesized with this mode in some stretches of the record. Due to the high correlation between SLP in the Western Mediterranean and zonal wind in the Strait found in the analysed period it is very hard to determine the isolated contribution of each forcing variable to the AJ fluctuations.

In Figure 5.9 it can also be seen how an intensified AJ separates from the northern coast on May 27, inducing an outflow of water from the Bay, whereas a weakened AJ is displaced toward the north, approaching the northern coast, and induces an inflow of water into the Bay. This behaviour has been also reported in the very recent work of Sánchez-Garrido et al. (2014) based on numerical simulations.

As shown in Figure 5.10, the surface current corresponding to mode 3 at the mouth of the Bay seems to be related to the effect of zonal wind stress over the current dynamics along the northern coastal margin of the eastern part of the Strait and the Malaga coast. An intensification of the easterlies leads to a southward surface current at the mouth of the Bay, while westerlies lead to a northward current. It seems that this wind-induced effect produces a cyclonic (or anti-cyclonic) circulation just to the south of the Bay mouth with easterlies (or westerlies). Figure 5.10 (lower image) shows this behaviour in the surface subinertial current field for the case of easterlies.

However, the results from numerical simulations described above (Figure 5.7) indicate that easterlies induce a strong inflow while westerlies can produce a weak inflow in the bay. In Figure 5.11 is plotted the wind rose corresponding the whole period April-May 2012, simulated by the MM5 model in the northwestern alboran sea area. During this period, the zonal winds have always shown a north or south component, coinciding, generally, with the direction of the main axis of the strait. Therefore, the effect of a real zonal wind on surface circulation pattern, must include a certain contribution of the meridional component of the wind. Note that under these

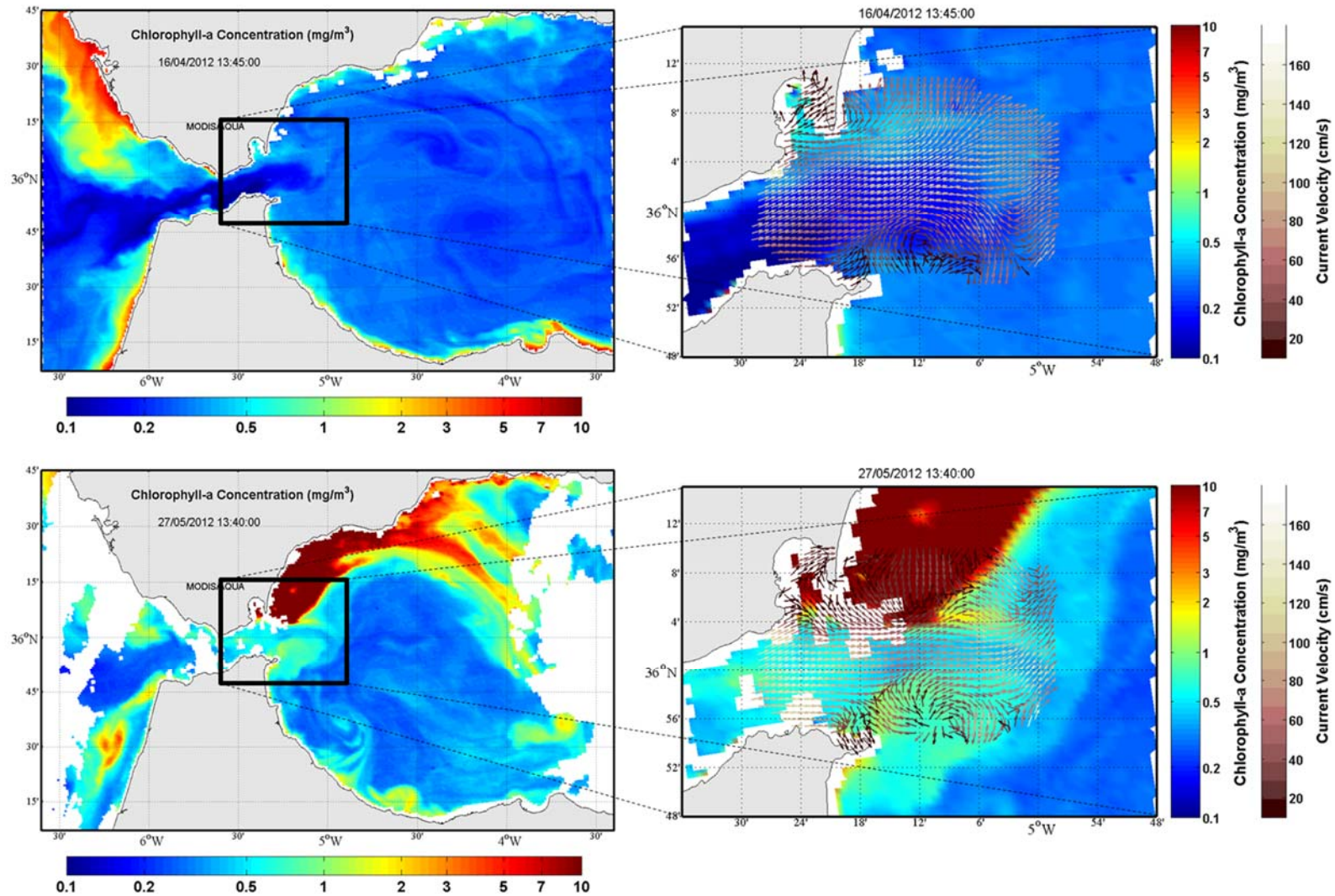


Figure 5.9 Images of chlorophyll from the MODIS sensor (Aqua satellite) and superposition of the surface current field measured by the HF-radar system. Upper images: at a time when the Atlantic Jet is weak; and lower images: at a time when the Atlantic Jet is intensified.

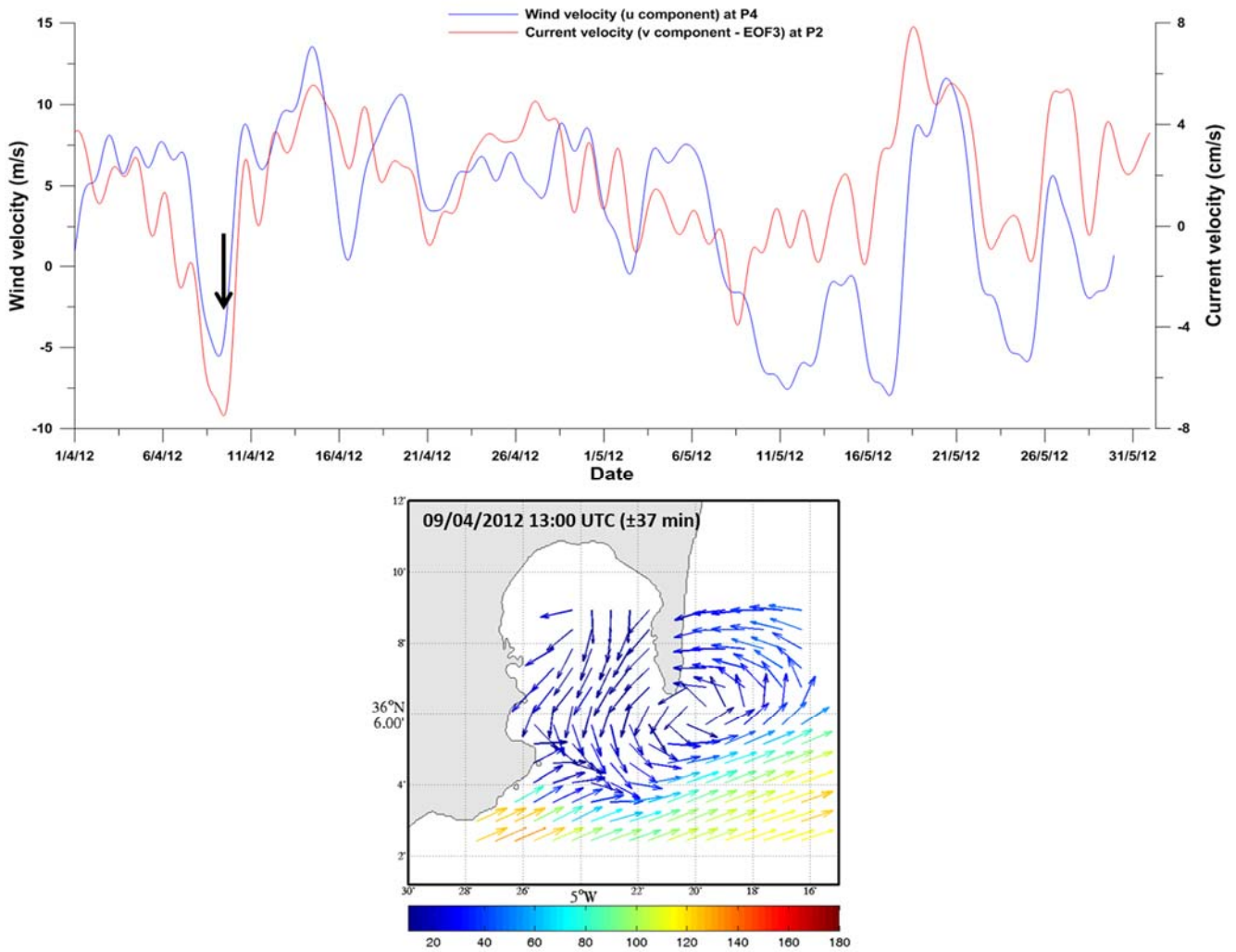


Figure 5.10 Upper: time series of zonal component of wind velocity (blue colour) at point P4 superimposed on the northward component of current velocity explained by EOF mode 3 at point P2 (see map of Figure 5.1). Lower: the subinertial surface current field measured by the HF-radars at the time indicated by the vertical arrow shown in the upper graph.

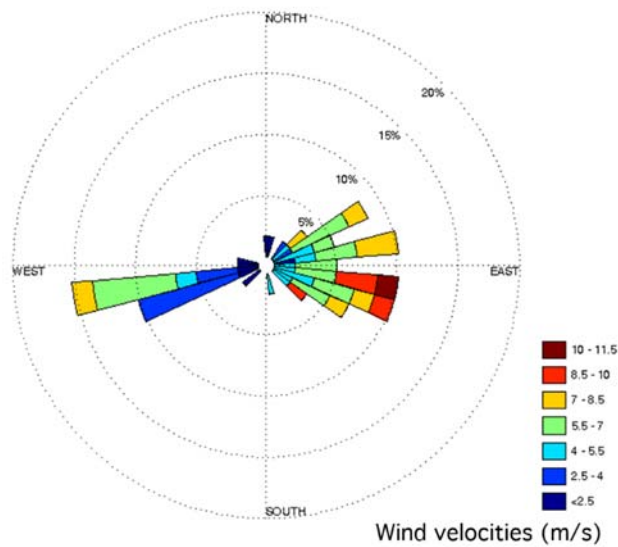


Figure 5.11 Wind rose showing the dominant wind direction simulated by MM5 model in the Northwestern Alboran Sea area during April-May 2012.

circumstances, for instance, a north-easterly wind instead a pure easterly one could provoke a very different surface circulation pattern, since wind driven transport, in this case, would push the surface water out of the bay mouth rather than push it into the inner bay.

Figure 5.12 shows that the surface current corresponding to mode 6 at the Bay mouth seems to be related to the occurrence of events when the north or south component of the wind, in the easternmost part of the strait, increases its magnitude. Winds coming from north (or south) favour the outflow (or inflow) of surface water from (or to) the Bay.

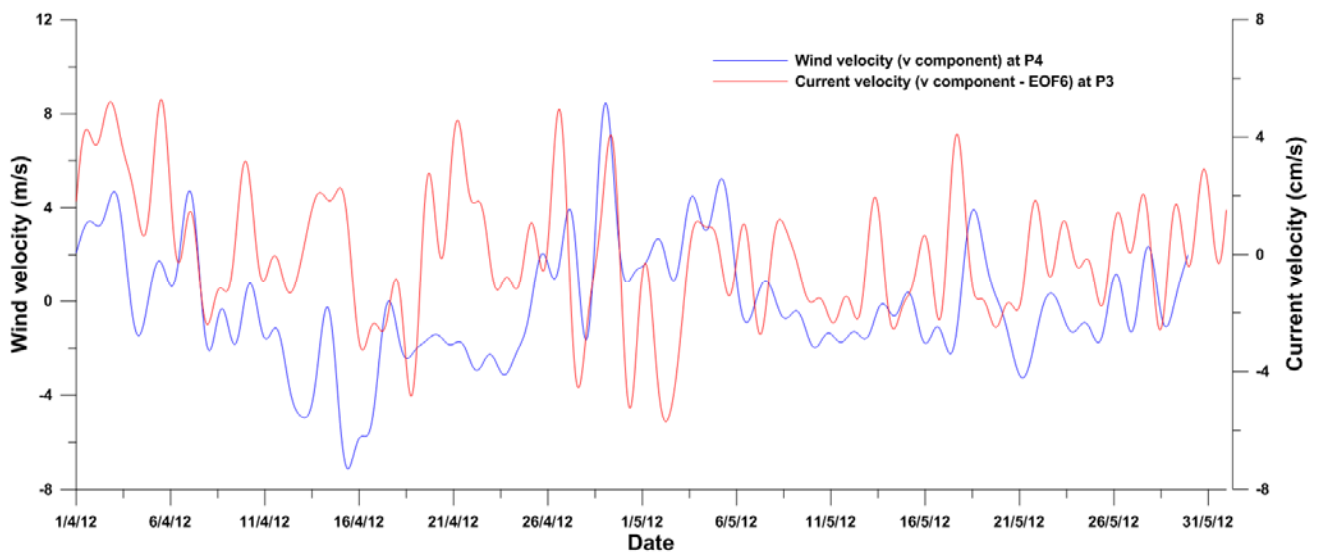


Figure 5.12 Time series of meridional component of wind velocity (blue colour) at point P4 and the northward component of current velocity explained by EOF mode 6 at point P3 (see map of Figure 5.1).

Turning back to the event of November-December 2006 in the light of the present results, we find that during that period a combined effect of the EOF modes identified could have been at work, as we explain in the next paragraph, basing our conclusions on the information given in Figure 5.13.

We can see that, on the date when the change in the salinity and temperature of the upper layer in the Bay was observed (about November 21th), a clear drop in SLP occurred in the western Mediterranean (Liguria Region). Further, winds simulated by the MM5 model at a point near to the mouth of Algeciras Bay on this date show a clear southward component of the wind.

Figure 5.14 shows the dominant directions corresponding to the wind data shown in Figure 5.13b separated in two periods. The first period (12th-26th November 2006) corresponds to the progressive increase/decrease of salinity/temperature observed in Figure 4.5, while the second period correspond to the end of the time-series, when temperature and salinity are stabilized. During the first period, the most energetic winds are easterlies with an important southward component, while during the second period, are westerlies with a northward component the most energetic ones.

In terms of the EOF modes 2, related to SLP variations in the Western Mediterranean, and 6, related to wind-driven water inflows to and outflows from the Bay, this situation favoured the increased transport of upper layer water out of the Bay. The effect of mode 2 is also reflected in the sea level height recorded at Punta Carnero, which shows a clear depression of about 20 cm of amplitude. The records of the northward component of current in the upper layer, obtained at Punta Carnero and near Gibraltar, confirm that, following the drop in SLP that occurs in the Western Mediterranean, current movement in the mouth of the Bay acquires a prevailing southward component at the two locations.

We suggest that the conjugation of the two situations - an intensification of the AJ and its subsequent separation from the coast, and a persistent wind blowing with a prevailing southward direction - favoured the transport of upper layer water out of the Bay, provoking an exceptional renewal of the water in this layer. Finally, the effect of the mechanism represented by EOF mode 3 does not seem to have been so important, given the relatively low intensity of the zonal winds during this period.

5. Conclusions

The water mass exchanges at subinertial scale between the Bay of Algeciras and the adjacent Strait of Gibraltar have been analyzed. Initially the analysis is based on temperature and salinity profiles and ADCP records taken during a survey carried out during November and December 2006 in the Bay, where it was found that physical properties of the upper layer within the Bay suffered a dramatic change in only two weeks. Consequently, the mechanism triggering this change process has been investigated with the aid of recently-acquired data on surface currents obtained from a system of HF coastal radars deployed in the eastern side of the Strait, in the framework of the TRADE project.

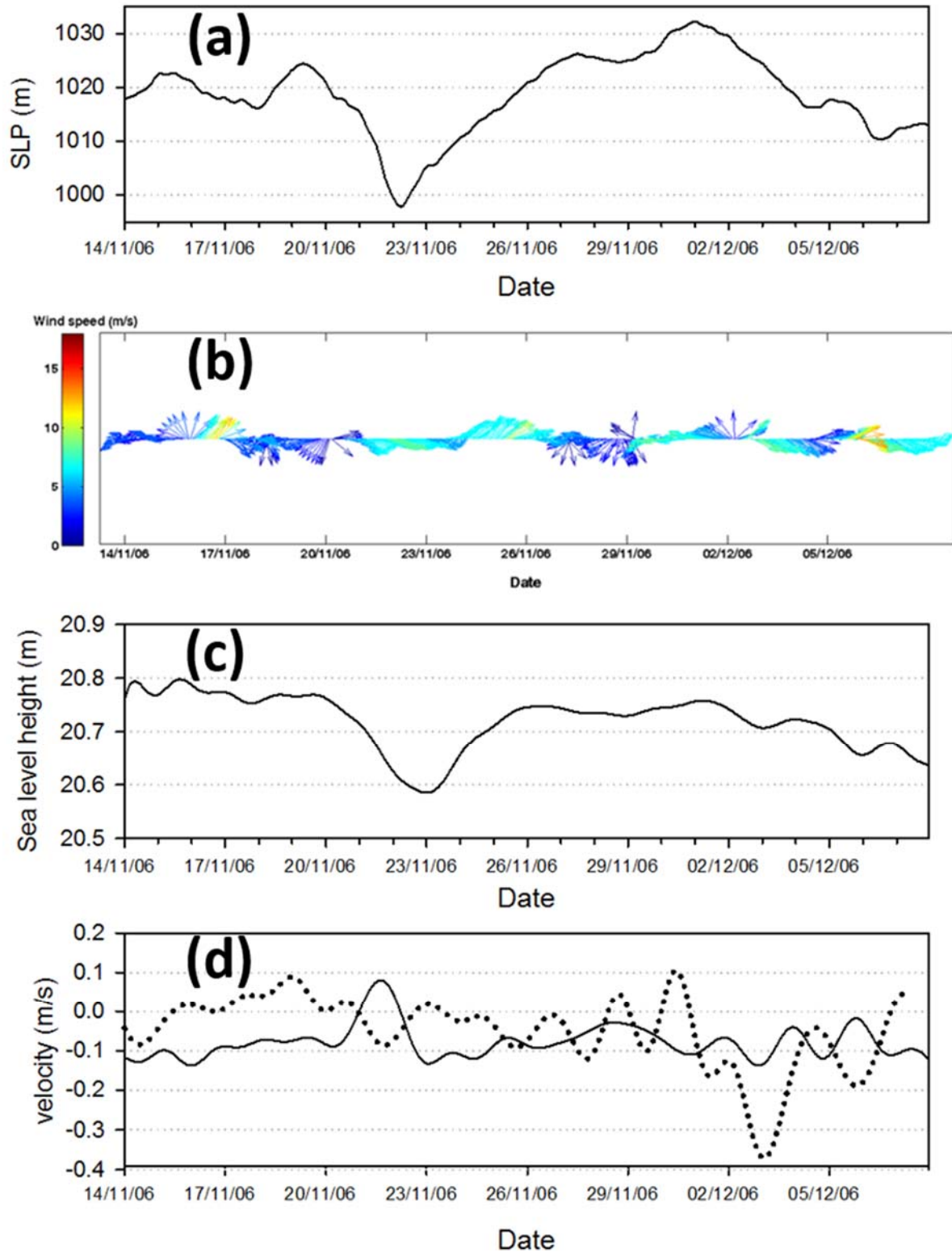


Figure 5.13 Subinertial time series obtained during the Algeciras Bay survey in November-December 2006. **(a)** SLP in Liguria provided by NCEP at the point 43.25°N, 8.75°E; **(b)** Wind velocity components simulated by the MM5 model at point P4 (see map of Figure 5.1); **(c)** Sea level height recorded at Punta Carnero (point A in Figure 5.1) by a pressure sensor; **(d)** Northward component of current velocity at 7 m depth at Punta Carnero (solid line) and near Gibraltar (point B in Figure 5.1) at 20 m depth (dotted line).

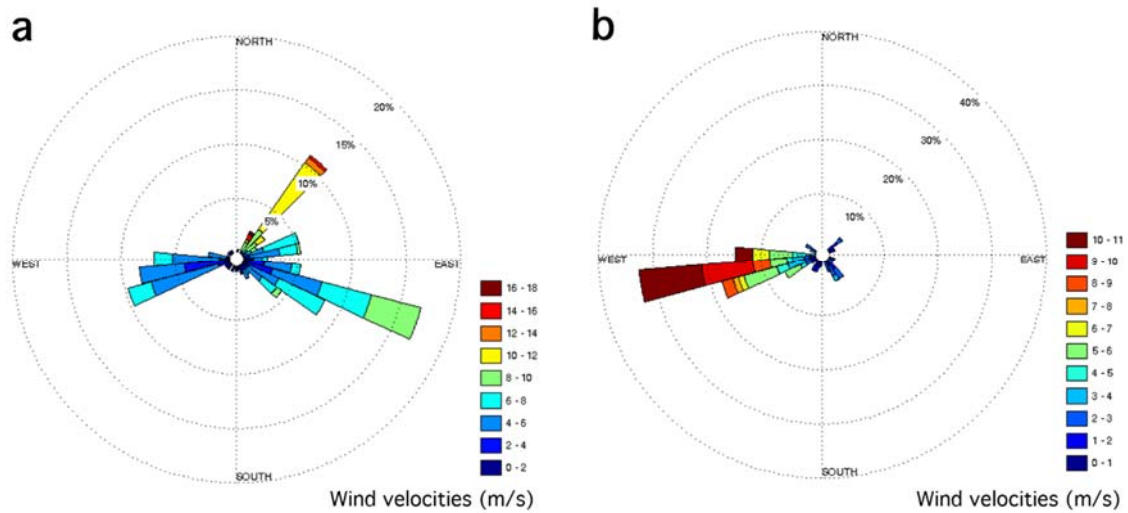


Figure 5.14 Wind roses showing the dominant wind direction simulated by MM5 model near the mouth of Algeciras Bay during two periods: (a), 12th-26th November 2006, (b), 27th-30th November 2006.

An analysis of the HF radar-measured surface currents based on the application of the real EOF decomposition produces three EOF modes explaining more than 70 % of the variance of the surface currents at the mouth of the Bay; these are the modes designated 2, 3 and 6. Mode 2 is related to the fluctuations of the Atlantic Jet in the central zone of the Strait mainly due to the atmospheric pressure fluctuations in the Western Mediterranean; mode 3 is associated with the coastal currents induced by the zonal wind forcing in the north-western coast of the Alboran Sea; and mode 6 seems to be related to events of increased south-north component of wind and the corresponding transports of water masses into and out of the Bay. It is suggested that the extraordinary renewal of water experienced in the upper layer waters of the Bay was triggered by a superposition of the effects of mode 2 and mode 6.



Presentación exacta del famoso Estrecho de Gibraltar

Johann Baptist Homann, 1730

(© Instituto Geográfico Nacional de España)



Conclusiones



1. Conclusiones principales

Los diferentes resultados expuestos en el presente trabajo nos permiten extraer las siguientes conclusiones:

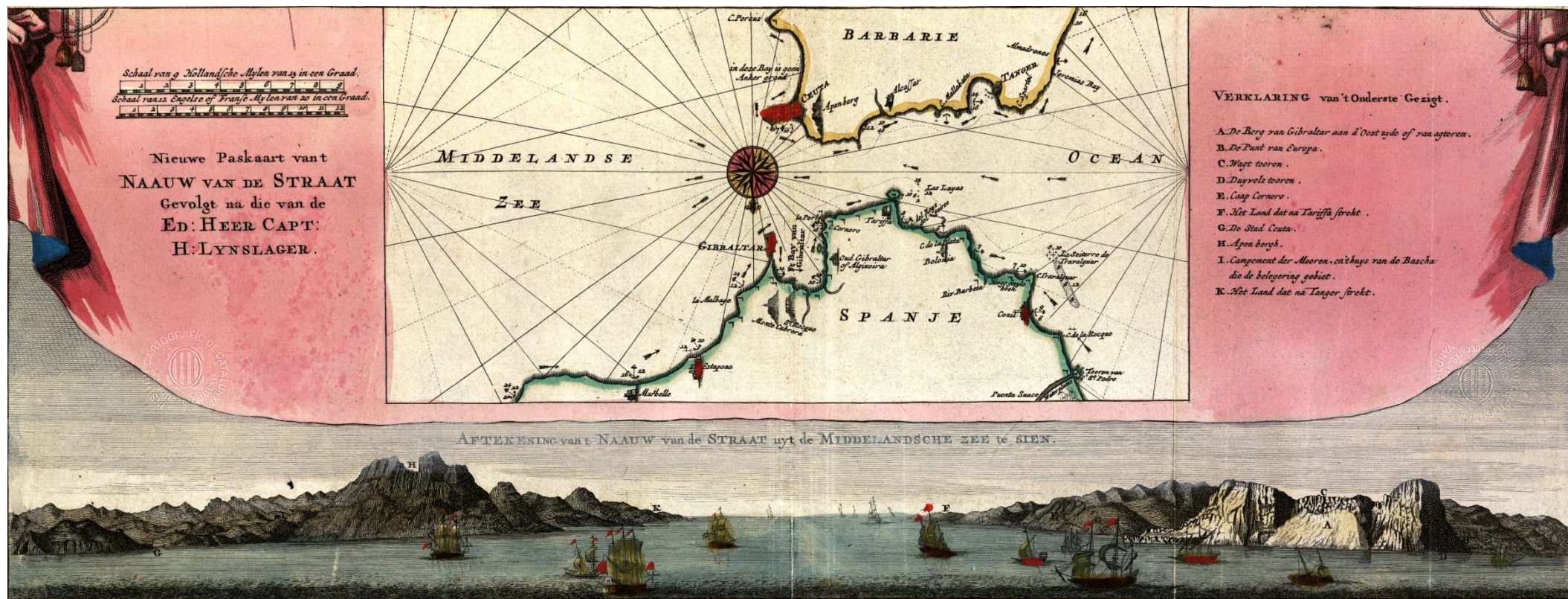
- i. Los procesos sub-mesoescalares de transporte en la zona del Umbral de Camarinal están directamente influenciados por los desplazamientos en la vertical de la interfase atlántico-mediterránea, los cuales son inducidos por la generación de ondas internas de gran amplitud en la zona central del Estrecho de Gibraltar. Dichos desplazamientos provocan procesos de mezcla no solo en la zona central, sino también en los márgenes costeros adyacentes donde se inyectan aguas profundas, frías y ricas en nutrientes.
- ii. Estas aguas se retienen en los márgenes costeros debido a los débiles regímenes de corriente y a las estructuras giratorias que tienen lugar sobre todo en el Cabo Trafalgar y entre Tarifa y Punta Paloma, provocando un aumento en la productividad primaria en la zona. Posteriormente, una parte de esta producción es devuelta a la zona central bajo el efecto de la succión creada allí e inducida por los procesos de convergencia y divergencia, generados por el gradiente horizontal de velocidades provocado por el paso de los trenes de ondas internas. En este caso, el material particulado es acumulado en las zonas de convergencia.
- iii. El material particulado es finalmente acoplado al chorro atlántico y transportado a la zona occidental del Mar de Alborán. Por tanto, la generación de ondas internas de gran amplitud en la zona central del Estrecho de Gibraltar tiene un efecto remoto sobre la productividad primaria en el Mar de Alborán. Este efecto puede adquirir especial importancia dada la oligotrofia de este último.
- iv. Las ondas internas generadas en la zona central del Estrecho de Gibraltar tienen efectos remotos también sobre un cuerpo de agua semi-cerrado adyacente como es la Bahía de Algeciras. Los frentes de onda refractados dentro de la bahía interactúan con el régimen de marea marcando así la dinámica de los procesos hidrodinámicos de alta frecuencia.

- v. Los procesos de mezcla vertical dentro de la Bahía dependen tanto de la llegada de ondas internas de corto periodo como de la propia marea interna. Ciertamente, ambos procesos pueden, aunque separadamente, crear mezcla vertical en la zona de la picnoclina. Sin embargo, la mejor intensidad y eficiencia de los procesos de mezcla en la picnoclina, puesta en manifiesto por la presencia de las típicas estructuras en escalera, sólo se consigue con la participación de las ondas internas.
- vi. La marea interna en el interior de la bahía presenta cierta dependencia con la amplitud de marea. En condiciones de mareas muertas, las máximas intensidades de corriente inducida por marea tienen lugar durante la pleamar, mientras que las mínimas intensidades se alcanzan durante el cambio de la fase de saliente a entrante y viceversa. En cambio, durante las mareas vivas, las máximas intensidades de corriente tienen lugar 2h después de la pleamar. Este cambio de comportamiento puede estar relacionado con el significativo aumento en la densidad de la capa atlántica durante las mareas vivas que puede alterar la velocidad de fase de la marea interna en la sección oriental del Estrecho de Gibraltar y en la Bahía de Algeciras. Este cambio de densidad sería el resultado de la fluctuación del chorro atlántico, que al estar desviado hacia el sur, deja las aguas superficiales de la bahía en contacto directo con aquellas procedentes del Mar de Alborán. Por tanto, las fluctuaciones del chorro atlántico son un factor determinante en el intercambio de masas de agua entre la Bahía de Algeciras y el Estrecho de Gibraltar.
- vii. Dicha dependencia del intercambio de masas de agua con las fluctuaciones del chorro atlántico se pone de manifiesto de forma clara a escala subinercial. Estas fluctuaciones, debidas generalmente a variaciones de presión atmosférica a nivel de la cuenca mediterránea occidental, generan el modo de variación más importante en el campo de las corrientes superficiales dentro de la bahía. Otro factor a tener en cuenta es el viento local, ya que los otros dos modos más energéticos quedan explicados por las corrientes costeras inducidas por el viento zonal en la zona noroccidental del Mar de Alborán y los vientos con importante componente norte-sur que pueden generar movimientos de masas de agua hacia el interior y hacia el exterior de la bahía.

2. Futuras líneas de investigación

Los resultados obtenidos durante el presente trabajo cumplen los grandes objetivos planteados al inicio, mas nos hacen plantear las siguientes líneas de trabajo futuro para avanzar en el conocimiento de los procesos sub-mesoescalares que tienen lugar en la zona de estudio, a saber:

- i. Estudiar los posibles modos de dispersión del material particulado exportado hacia el Mar de Alborán.
- ii. Estudiar la posible interacción del chorro atlántico con los frentes de ondas internas que se propagan hacia el Mar de Alborán.
- iii. Estudiar el impacto de la dinámica en la cuenca mediterránea occidental sobre el desarrollo y fluctuaciones del chorro atlántico.
- iv. Estudiar el modo costero de transporte desde los bordes costeros del Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar hacia la Bahía de Algeciras y el Mar de Alborán.
- v. Continuar estudiando los factores que afectan el desarrollo de los vórtices que tienen lugar en los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar y su influencia en la productividad primaria local a diferentes escalas temporales.



Nueva carta del Estrecho de Gibraltar

Hendrik Lynslager, 1726

(© Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya)



Referencias



- Alonso del Rosario, J.J., Bruno Mejías, M., Vázquez-Escobar, A. (2003). The influence of tidal hydrodynamic conditions on the generation of lee waves at the main sill of the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research I*, 50, 1005-1021.
- Álvarez, O. (1999). Simulación numérica de la dinámica de marea en la Bahía de Cádiz: análisis de las constituyentes principales, interacción marea-brisa e influencia del sedimento en suspensión. PhD, Applied Physics Department. Cadiz University.
- Álvarez, Ó., González, C.J., Mañanes, R., López, L., Bruno, M., Izquierdo, A., Gómez-Enri, J., Forero, M. (2011). Analysis of short-period internal waves using wave-induced surface displacement: a 3D model approach in Algeciras Bay and the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 116, C12033.
- Arakawa, A., Lamb, V.R. (1977). Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, 173-265.
- Armi, L., Farmer, D. (1988). The flow of Mediterranean Water through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanog.*, 21, 41-82.
- Barrick, D., Lipa, B.J. (1986). The second-order shallow water hydrodynamic coupling coefficient in interpretation of HF radar sea echo. *IEEE J Oceanic Eng* OE-11:310–315.
- Boyce, F.M. (1975). Internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research.*, 22, 597-610.
- Bray, N.A., Winant, C.D., Kinder, T.H., Candela J. (1990). Generation and kinematics of the internal tide in the Strait of Gibraltar. In: *The Physical Oceanography of Sea Straits*, L. J. Pratt, Kluwer Acad., Norwell, Mass., 295-319.
- Bray, N., Ochoa, J.L., Kinder, T. (1995). The role of the interface in exchange through the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 100, N°. C6, pp 10755-10776.
- Bruno, M., Mañanes, R., Alonso, J.J., Izquierdo, A., Tejedor, L., Kagan, B. (2000). Vertical structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the Strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta*, 23 (1), 15–24.
- Bruno, M., Alonso, J.J., Cózar, A., Vidal, J., Ruiz-Cañavate, A., Echevarría, F., Ruiz, J. (2002). The boiling-water phenomena at Camarinal Sill, the strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research II*, 49, 4097-4113.
- Bruno, M., Vázquez, A., Gómez-Enri, J., Vargas, J.M., García-Lafuente, J.M., Ruiz-Cañavate, A., Mariscal, L., Vidal, J. M. (2006). Observations of internal waves and associated

- mixing phenomena in the Portimao Canyon area. *Deep Sea Research II*, 53 (11-13), 1219-1240.
- Bruno, M., Chioua, J., Romero, J., Vázquez, A., Macias, D., Dastis, C., Ramirez-Romero, E., Echevarria, F., Reyes, J., and Garcia, C.M. (2013). The importance of submesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar, *Progr. Oceanogr.*, 116, 66–79.
- Bryden, H.L., Candela, J., Kinder, T.H. (1994). Exchange through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 33, 201-248.
- Candela, J. (1991). The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. Vol. 15,: pp 267-298
- Candela, J., Winant, C., Bryden, H. (1989). Meteorologically Forced Subinertial Flows Through the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 94, 12667-12679.
- Candela, J., Winant, C., Ruiz, A. (1990). Tides in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 95, (No. C5): pp 7313-7335
- Carter, G.S., Gregg, M.C. (2002). Intense, Variable Mixing near the Head of Monterey Submarine Canyon. *J. Phys Oceanogr.* 32: 3145-3165.
- Cartwright, D.E., Tayler, R.J. (1971). New computations of the tide generating potential. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23, 45–74.
- Chioua, J., Bruno, M., Vázquez, A., Reyes, M., Gomiz, J.J., Mañanes, R., Álvarez, O., González, C.J., López, L., Gómez-Enri, J. (2013). Internal waves in the Strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the Bay of Algeciras. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, doi:10.1016/j.ecss.2013.04.010.
- De Buen, R. (1924). Avance al estudio oceanográfico de la bahía de Algeciras. *Boletín de Pesca*, vol, IX, núm, 89, pp, 1-32.
- De Silva, I.P.D., Brandt, A., Montenegro, L.J., Fernando, H.J.S. (1999). Gradient Richardson number measurements in a stratified shear layer. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 30, 47-63.
- Doodson, A.T. (1921). Harmonic development of the tide generating potential. *Proceedings of the Royal Society of London*, A100, 305–329.

- Dudhia, J. (1993). A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Monthly weather review*, 121, 1493-1513.
- Estévez, J., Gavilán, P., Giráldez, J.V. (2011). Guidelines on validation procedures for meteorological data from automatic weather stations. *Journal of Hydrology*, 402 (1-2), 144-154.
- Farmer, D.M., Armi, L. (1986). Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 164, 53-76.
- Flather, R.A., Heaps, N.S. (1975). Tidal computations for Morecambe Bay. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 42, 482.
- Folkard, A.M., Davies, P.A., Fiuza, A.F.G., Ambar, I. (1997). Remotely sensed sea surface thermal patterns in the Gulf of Cádiz and Strait of Gibraltar: variability, correlations and relationships with the surface wind field. *J. Geophys. Res.* 102: 5669-5683.
- Fukuoka, A. (1951). A Study of 10-day Forecast (A Synthetic Report), Vol. XXII. *The Geophysical Magazine*: Tokyo; 177–218.
- García-Lafuente, J., Cano, N., Vargas, M., Rubin, J.P., Guerra, A. (1998). Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures during July 1993. *Deep-Sea Research*, 45, pp. 39-65.
- García-Lafuente, J., Vargas, J.M., Plaza, F., Sarhan, T., Candela, J., Basheck, B. (2000). Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 105, 14197- 14213.
- García-Lafuente, J., Criado, F. (2001). La climatología y la topografía del Estrecho de Gibraltar determinantes de las propiedades termohalinas del agua del Mar Mediterráneo. *Física de la Tierra*, 13, 43-54.
- García-Lafuente, J., Delgado, J., Vargas, J.M., Vargas, M., Plaza, F., Sarhan, T. (2002). Low frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO. *Deep-Sea Research II*, 49, 4051-4067.
- García-Lafuente, J. (2008). Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar. In: Los Mares de España, edited by Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, pp 71-90.
- Gascard, J., Richez, C. (1985). Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the Straits of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 15, 157–216.

- Gavilán, P., Lorite, I.J., Tornero, S., Berengena, J. (2006). Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agricultural Water Management*, 81 (3), 257-281.
- Gómez, F., Gorski, G., García-Górriz, E., Picheral, M. (2004). Control of the phytoplankton distribution in the Strait of Gibraltar by wind and fortnightly tides. *Est. Coast. Shelf Sci.* 59, 485-497.
- González C. J. (2014). Modelado numérico tridimensional de la dinámica de marea M2 en la bahía de Algeciras y el estrecho de Gibraltar. PhD, Applied Physics Department. Cadiz University.
- González, C.J., Álvarez, O., Mañanes, R., Izquierdo, A., Chioua, J., Bruno, M.; Gomiz, J.J., López, L. (2013). Baroclinic M2 tidal circulation in Algeciras Bay and its implications for the water exchange with the Strait of Gibraltar: Observational and 3D model results, *Journal of Geophysical Research*, DOI: 10.1002/jgrc.20404.
- Grell, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D.R., (1994). A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). *NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR*, 117 pp.
- Hibiya, T. (1986). Generation mechanism of internal waves by tidal flow over a sill. *Journal of Geophysical Research* 91, 7696–7708.
- HIDTMA, S. L. (1993). Estudios de Transporte y Dispersión de las Aguas Vertidas al Mar. (CEPSA).
- Hopkins, T.S. (1999). The thermohaline forcing of the Gibraltar exchange. *Journal of Marine Systems*, 20 _1999. 1–31
- Instituto Geográfico Nacional and SECEG (1988). Mapa Físico. Madrid, Spain.
- Izquierdo, A., Tejedor, L., Sein, D.V., Backhaus, J.O., Brandt, P., Rubino, A., Kagan, B.A. (2001). Control Variability and Internal Bore Evolution in the Strait of Gibraltar: A 2-D Two-Layer Model Study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53, 637-651.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.

- Kundu, P.K., Allen, J.S., Smith, R.L. (1975). Modal decomposition of the velocity field near the Oregon coast. *Journal of Physical Oceanography* 5, 638e704.
- Kundu, P.K., Beardsley, R.C. (1991). Evidence of a critical Richardson number in moored measurements during the upwelling season of Northern California. *J. Geophys. Res.* 37, 643-655.
- Kunze, E., Firing, E., Hummon, J.M., Chereskin, T.K., Thurnerr, A.M. (2006). Global Abyssal Mixing Inferred from Lowered ADCP Shear and CTD Strain Profiles. *J Phys. Oceanogr.*, 36, 1553-1576.
- La Violette, P.E., Arnone, R.A. (1988). A tide-generated internal waveform in the western approaches to the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 93, 15653-15667.
- La Violette, P.E., Lacombe, H. (1988). Tidal-induced pulses in the flow through the Strait of Gibraltar. *Oceanológica Acta*, SP9, 13-27.
- Lacombe, H., Richez, C. (1982). The regime of the Strait of Gibraltar. In: Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas, J.C.J. Nihoul, *Elsevier Oceanogr. Ser.* 34, 13-73.
- Le Provost, C., Lyard, F., Molines, J.M., Genko, M. L., Rabilloud, F. (1998). A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *Journal of Geophysical Research*, 103, 5513-5529.
- Lee, C.Y., Beardsley, R.C. (1974). The generation of long nonlinear internal waves in a weakly stratified shear flow. *Journal of Geophysical Research* 79, 453–462.
- Lorenz, E.N. (1956). Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction. Technical report, *Statistical Forecast Project Report 1*, Dep of Meteor, MIT: 49.
- Macías, D., García, C.M., Echevarría, F., Vázquez-Escobar, A., Bruno, M. (2006). Tidal induced variability of mixing processes on Camarinal Sill (Strait of Gibraltar). A pulsating event. *Journal of Marine Systems*, 60, 177-192.
- Macías, D., Martin, A.P., García Lafuente, J., García, C.M., Yool, A., Bruno, M., Vázquez, A., Izquierdo, A., Sein, D., Echevarría, F. (2007). Mixing and biogeochemical effects induced by tides on the Atlantic-Mediterranean flow in the Strait of Gibraltar. An analysis through a physical-biological coupled model. *Progress in Oceanography*, 74, 252-272.

- Macías, D., Lubian, L.M., Echevarría, F., Huertas, E., García, C.M. (2008). Chlorophyll maxima and water mass interfaces: tidally induced dynamics in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research I*, 55, 832-846.
- Macías, D., Somavilla, R., González-Gordillo, I., Echevarría, F. (2010). Physical control on zooplankton distribution pattern at the Strait of Gibraltar during an episode of internal wave generation. *Marine Ecology Progress Series*, 408:79-95.
- Madela, R.V., Piacsek, S.A. (1977). A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans. *J. Comput. Phys.* 23, 167–178.
- Marchuk, G.I., Kagan, B.A. (1984). Ocean tides, mathematical models and numerical experiments, 292 pp, *Pergamon Press*, Oxford (1984).
- Mellor, G.L. (2004). Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Program in Atmosphere and Ocean Sciences*, Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710.
- Mellor G.L., Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. & Spa. Phys.* 20(4), 851-875.
- Orlansky, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comp. Phys.* 21, 251-269.
- Peaceman, D.W., Rachford, H.H. (1955). The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. *J. Soc. Ind. & App. Math.* 3, 28-41.
- Peltier, W.R., Caulfield, C.P. (2003). Mixing efficiency in stratified shear flows, *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, 35, 135-167.
- Pingree, R.D. (1978). Cyclonic eddies and cross-frontal mixing, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 58, 955-963.
- Pingree, R.D., Griffiths, D.K. (1978). Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles, *J. Geophys. Res.*, 83(C9), 4615–4622. doi: 10.1029/JC083iC09p04615.
- Ramboll & Hannemann A/S (1991). Oil Spill Contingency Plan Refinery Gibraltar. (CEPSA).
- Ramírez-Romero, E., Macías, D., Bruno, M., Reyes, E., Navarro, G., García, C.M. (2012). Submesoscale, tidally-induced biogeochemical patterns in the Strait of Gibraltar. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 101 (0), 24-32.

- Renault, L., Oguz, T., Pascual, A., Vizoso, G., Tintore, J. (2012). Surface circulation in the Alborán Sea (western Mediterranean) inferred from remotely sensed data. *Journal of Geophysical Research*, 117, C08009.
- Reyes, M. (2015). Modelado de alta resolución para el estudio de la respuesta oceánica al forzamiento del viento en el Estrecho de Gibraltar. PhD, Applied Physics Department. Cadiz University.
- Richez, C. (1994). Airborne synthetic-aperture radar tracking of internal waves in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 33, 93-101.
- Richez, C., Kermogard, C. (1990). Characteristic features occurring in the Strait of Gibraltar as seen through remote-sensing data, in: *The Physical Oceanography of Sea Straits*, edited by L.J. Pratt, pp. 441-455, Kluwer Acad. Norwell.
- Rutledge, G.K., Alpert, J., Ebuisaki, W. (2006). NOMADS: A Climate and Weather Model Archive at the National Oceanic and Atmospheric Administration. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 327-341.
- Sammartino, S., García-Lafuente, J., Sánchez-Garrido, J.C., De los Santos, F., Álvarez, E., Naranjo, C., Bruno, M., Calero, C. (2014). A numerical model analysis of the tidal dynamics in the Bay of Algeciras, Strait of Gibraltar. *Continental Shelf Research* 72, 34–46.
- Sánchez-Garrido, J.C, García Lafuente, J., Criado Aldeanueva, F., Baquerizo, A., Sannino, G. (2008). Time-spatial variability observed in velocity of propagation of the internal bore in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 113, C07034, doi:10.1029/2007JC004624.
- Sánchez-Garrido, J.C., García-Lafuente, J., Sammartino, S., Naranjo, C., De los Santos, F.J., Álvarez, E. (2014). Meteorologically-driven circulation and flushing times of the Bay of Algeciras, Strait of Gibraltar. *Marine Pollution Bulletin* 80, 97-106.
- Sandström, H. (1969). Effect of topography on propagation of waves in stratified fluids. *Deep-Sea Research*, 16, 405-410.
- Sannino, G., Bargagli, A. Artale, V. (2002). Numerical modeling of the mean exchange through the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research* 107, doi: 10.1029/2001JC000929.
- Sein, D.V., Backhaus, J.O., Brandt, P., Izquierdo, A., Kagan, B.A., Rubino, A., and Tejedor, L. (1998). Flow exchange and tidally induced dynamics in the Strait of Gibraltar derived from a two-layer, boundary-fitted coordinate model. In *Oceanic Fronts and Related*

- Phenomena (Konstantin Fedorov Memorial Symposium). *IOC Workshop Report Series*, 159, UNESCO'98
- Soto-Navarro, J., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Sánchez-Román, A. (2010). Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data, *J. Geophys. Res.*, 115, C10023, doi:10.1029/2010JC006302.
- Stevenson R.E. (1977). Huelva Front and Malaga, Spain, eddy chain as defined by satellite and oceanographic data. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Volume 30, Issue 2, pp.51-53
- TECNOCEAN (2001). Estudio de Impacto en la Dinámica Litoral del Proyecto “Desarrollo de las Infraestructuras Portuarias en el Interior del Muelle de Isla Verde”. (APBA).
- Tejedor, L., Izquierdo, A., Sein, D.V., Kagan, B.A. (1998). Tides and tidal energetics of the Strait of Gibraltar: a modelling approach. *Tectonophysics* 294(3-4), 333-347.
- Tsimplis, M.N. (2000). Vertical structure of tidal currents over Camarinal Sill at the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 105, 16223-16239.
- Tsimplis, M.N., Bryden, H.L. (2000). Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47 (12), 2219-2242.
- UNESCO (1980). La escala de salinidades prácticas de 1978 y la ecuación internacional de estado del agua de mar de 1980. Documentos técnicos de la UNESCO sobre Ciencias del Mar 36, Sydney, B. C., Canadá.
- Vargas, M., Sarhan, T., García-Lafuente, J., Cano, N. (1999). An advection–diffusion model to explain thermal surface anomalies off Cape Trafalgar. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 15 (1– 4), 91– 99.
- Vázquez, A. (2006). Ondas internas en el Estrecho de Gibraltar y Procesos de Mezcla Inducidos. PhD, Applied Physics Department. Cadiz University.
- Vázquez, A., Stashchuk, N., Vlasenko, V., Bruno, M., Izquierdo, A., Gallacher, P.C. (2006). Evidence of multimodal structure of the baroclinic tide in the Strait of Gibraltar. *Geophysical Research Letters*, 33, L17605.
- Vázquez, A., Bruno, M., Izquierdo, A., Macías, D., Ruiz-Cañavate, A., (2008). Meteorologically forced subinertial flows and internal wave generation at the main sill of the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research I*, 55, 1277-1283.

- Vázquez, A., Flecha, S., Bruno, M., Macías, D., Navarro, G. (2009). Internal waves and short-scale distribution patterns of chlorophyll in the Strait of Gibraltar and Alborán Sea. *Geophysical Research Letters*, 36, L23601.
- Vélez-Belchí, P., Vargas-Yáñez, M., Tintore, J. (2005). Observation of a western alborán gyre migration event. *Progress in Oceanography*, vol. 66, no. 2–4, pp. 190–210
- Viúdez, A. (1997). An explanation for the curvature of the atlantic jet past the Strait of Gibraltar. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, pp.1804-1810
- Viúdez, A., Pinot, J.M., Haney, R.L. (1998). On the upper layer circulation in the Alboran Sea, *J. Geophys. Res.*, 103(C10), 21653–21666. doi:10.1029/98JC01082.
- Vlasenko, V., Stashchuk, N., Hutter, K. (2005). Baroclinic Tides. *Cambridge University Press*, New York, pp. 351.
- Watson, G. (1994). Internal waves in a stratified shear flow: The Strait of Gibraltar. *J Phys. Oceanogr.*, 24, 509-517.
- Watson, G., Robinson, L.S. (1990). A study of internal wave propagation in the Strait of Gibraltar using shore-based marine radar images. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 374-395.
- Watson, G., Robinson, L.S. (1991). A numerical model of internal wave refraction in the Strait of Gibraltar. *J Phys. Oceanogr.*, 21, 185-204.
- Wesson, J.C., Gregg, M.C. (1994). Mixing at Camarinal Sill in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9847-9878.
- Whitehead Jr., J.A. (1985). A laboratory study of gyres and uplift near the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 90(C4), 7045–7060.
- Winters, K.B, Lombard, P.N, Riley, J.J, D’Asaro, E.A. (1995). Available potential energy and mixing in density-stratified fluids. *J. Fluid Mech.* 289, 115–28.

AGRADECIMIENTOS

Llegados aquí, es momento de dejar de lado las explicaciones científicas y empezar a hablar desde el corazón. En un día como el de hoy, sólo me cabe expresar mi profundo agradecimiento:

A mis directores, Miguel Bruno y Rafael Mañanes. Gracias por preocuparos por mí todos estos años, por enseñarme a buscar mi camino en esto de la ciencia, por transmitirme vuestros inagotables conocimientos, por ofrecerme la ayuda que necesitaba en cada momento antes incluso de pedirla, por vuestras lecciones de vida y de sentido común. Es difícil poder expresar el respeto y la admiración que os profeso, ni la gratitud por hacerme un hueco entre vosotros. Lo que sí puedo decir es que, sin vuestro empeño, apoyo y ánimos, esta tesis jamás hubiera llegado a buen puerto.

A Oscar Álvarez, que es imposible que no te acabe enseñando algo importante sea cual sea la discusión científica que entables con él. Le agradezco muchísimo su generosidad y su predisposición a ayudar independientemente de las circunstancias.

A Alfredo Izquierdo, por confiar en mí en un momento en que no había muchos motivos para hacerlo. Gracias por tu paciencia y tu saber escuchar.

A todas las personas con las que trabajé en el Departamento de Física Aplicada; Alazne, Antonio Ruiz-Cañavate, Bea, Begoña, Jesús, Pilar Villares, José Juan, Juanjo, Julio, Manolo Piñero, Melquíades, y Pili. Ha sido un verdadero placer compartir con vosotros tantos momentos y charlas en los pasillos. No olvidaré vuestro permanente apoyo y consejos, y que entre vosotros me sentía como en casa.

A Gabriel Navarro, por ayudarme a dar mis primeros pasos en la teledetección.

A Pedro Galindo, por hacer amena mi iniciación en Matlab, y por prestarse a solucionar problemas y compartir sus brillantes ideas. Gracias maestro.

A Andrés Yañez, mi primer contacto serio con la programación. Tus consejos me han sido de gran utilidad en muchas facetas. Agradezco de corazón tu amistad, afecto y desinteresada ayuda.

A mis compañeros de fatiga del departamento de Física Aplicada; Juantxu, Carlos, Emma, Carlitos, Laura, Imane, Barbara, Patricia, Isa, Camilo, Chus, Águeda, Jeanette, Manu, David, Dani, Antonio y María José. Gracias por los agradables momentos, por estar allí, y por la amistad que perdurará por más que nos dispersemos por el haz de toda la Tierra.

A Enrique Nebot y Carmen Garrido, coordinadores del proyecto de estudio de la calidad ambiental de la Bahía de Algeciras. Gracias por vuestra dedicación, entusiasmo y compromiso en llegar lo más lejos y conseguir la máxima cantidad de datos posible, que han hecho posible la realización de gran parte de esta tesis.

A Carlos García, del Departamento de Biología, por sus apreciados comentarios y productivas discusiones tanto en el marco del proyecto de estudio de la calidad ambiental de la Bahía de Algeciras, como en otras ocasiones que acudí a él buscando respuestas a mis numerosas preguntas con respecto a la interacción física-biología. Gracias por tu amabilidad y colaboración.

A la Universidad de Cádiz en general, y la Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales en particular, por permitirme comenzar una carrera con la cual ya soñaba en mi niñez.

Al personal del Instituto Hidrográfico de la Marina, por su gran profesionalismo y colaboración, su predisposición a ceder instrumentos y buques y a compartir datos y conocimientos. Su aportación es incalculable.

A las dos sociedades estatales para el enlace fijo a través del Estrecho de Gibraltar, SECEG y SNED, por la financiación de algunas campañas y por aportar su grano de arena en el estudio del Estrecho. En especial, quiero agradecer a Ali

Bahmad (SNED) y a Nicolás Sandoval (SECEG) su implicación personal, su dedicación y sus valiosos consejos.

A l'Institut National de Recherches Halieutiques, por ofrecerme un puesto de trabajo a mi vuelta a Marruecos y permitir que siga trabajando cada día en lo que más me gusta.

A las tripulaciones de todos los buques oceanográficos en los que he embarcado, especialmente de los buques Malaspina, Tofiño, Mytilus, García del Cid y Sarmiento de Gamboa. Mil gracias por la buena acogida y por el empeño en hacer que las campañas transcurran en las mejores condiciones y en un inmejorable clima.

A las personas que hacen posible la existencia y actualización de todas las bases de datos en general, y las oceanográficas en particular. Gracias por vuestro inmenso y diario esfuerzo.

A toda persona o institución que haya participado en la realización de este trabajo, directa o indirectamente.

A mis padres, el secreto de todo lo bueno que me ha pasado y pasará en la vida. Gracias por vuestro amor incondicional, vuestros esfuerzos, y vuestra fe inquebrantable en mí. Gracias por seguir teniendo la misma fe aun cuando la mía decaía, por avivar mis esperanzas, por hacer de mis sueños los vuestros y por sostenerme y empujarme hacia ellos contra viento y marea. Espero ser tan valiente cuando me toque hacer lo mismo con mis hijas.

A mis hijas, Doha e Hiba, la fresca brisa de mis mañanas, la luz que ilumina mis ojos y el eje sobre el cual gira mi universo. Gracias por existir, por darle un nuevo sentido a mi vida, por disipar todas mis dudas con sólo sonreír, y gracias por permitir que este trabajo os robara tantos momentos que os correspondían.

A mi mujer, por su amor, paciencia y apoyo incondicional en los momentos más delicados. Gracias por hacer de madre y padre durante mis largas ausencias, por aguantar heroicamente mis largos momentos de ensimismamiento cuando las cosas no acababan de salir, y por hacer de nuestro hogar el mejor refugio.

A mis abuelos. Los que viven y los que hace tiempo me esperan al otro lado. Vuestro cariño siempre me ha llegado allá por donde andaba, y vuestras enseñanzas me guiaban en los mejores y peores momentos. Gracias por ser como soís.

A mis hermanas, Salima y Chaïmae, por su apoyo incondicional, su comprensión, y su cariño, por contagiarme a diario su alegría, y por darme la seguridad de que alguien siempre caminará a mi lado, pase lo que pase.

A todo el resto de mi familia, gracias por preocuparos, estar siempre pendientes, y por mostrar tanto interés en que este trabajo se culmine con éxito.

A mi amiga Mar, por su increíble capacidad nata de encontrar excusas para mí cuando ni yo mismo las encontraba, y por recordarme hasta la saciedad que terminar la tesis no equivale a terminar la investigación. Gracias eternas por tu forma de ser, tu bondad contagiosa, tu altruismo sobrehumano y por tantas llamadas preocupadas a horas intempestivas. Eso está grabado a fuego en mi memoria.

A mi amiga Elvira, por su eterna amistad regalada en tiempos muy convulsos. Demasiados momentos buenos y muy malos pasados juntos. Gracias por permitirme conocer tu singular e entrañable forma de ver las cosas y por tu inestimable apoyo durante tantos años.

A mi amigo Bart, por tantas tardes discutiendo de lógica y pensamiento matemático. Gracias por la amistad sincera y por arrimar el hombro siempre.

A mi amiga Hind, por sus buenos consejos, su saber escuchar, su amistad sincera y su increíble forma de ser.

A mis amigos, Ahmed, Mohamed I, El Arbi, Mohamed II, Redouane, Aziz y Mounir. Toda una vida a vuestro lado será insuficiente. Gracias por regalarme el placer de vuestra grata compañía.

A mi buen amigo Saïd, aunque no hace mucho que nos conocemos, los ratos que compartimos discutiendo sobre nuestros “males” comunes me han sido de gran ayuda. Gracias por tu amistad sincera y por esas muchas tardes hablando de poesía.

A mis amigos de la infancia, que aunque nuestros encuentros son pocos y se den siempre en momentos y lugares inesperados, los recuerdos de tantos momentos mágicos son imborrables, uno no puede evitar invocar algunos, y ese esbozo de sonrisa ilumina, aunque tenuemente, la oscuridad de los grises días de nostalgia. Os llevaré siempre en el recuerdo.

A Don Francisco Vilches Guerra y su esposa Doña María Vera González, mis queridos caseros en Puerto Real. Estaré eternamente agradecido por tratarme más como hijo que inquilino. Gracias por el cariño y por aquellos maravillosos años en vuestra casa.

A todo aquel que un día confió en mí, espero haber estado a la altura.

En el presente trabajo de investigación se estudian los procesos físicos que tienen lugar en los bordes costeros del Estrecho de Gibraltar y los efectos remotos de las ondas internas de gran amplitud generadas en el canal del estrecho sobre la hidrografía de la Bahía de Algeciras y Mar de Alborán.

The main aim of this research work is to get a better understanding of physical processes taking place in the coastal margins of the Strait of Gibraltar, and remote effects of large amplitude internal waves generated in the central zone of the channel on the hydrography of Algeciras Bay and the Alboran Sea.

